71: 85-4/45-1

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Сибирский научно-исследовательский институт
геологии, геофизики и минерального сырья
СНИИГГиМС

На правах рукописи

ЖЕРО
Олег Генрихович

УДК 553.98(571.1)

ТЕКТОНИКА ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ ПАЛЕОЗОЯ И ТРИАС-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Специальность 04.00.17 - геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений

Диссертация на соискание учёной степени
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск - 1984

С О Д Е Р Ж А Н И Е

ВВЕДЕНИЕ 5

Глава I. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЛИТ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ I2

I.I Типы рифейско-палеозойских геосинклинально-складчатых систем, этапы их развития и структурно-формационная зональность I2

I.2 Соотношение геосинклинального и платформенного режимов, унаследованные движения структурных зон и проблема образования эпигеосинклинальных осадочных бассейнов 27

I.3 Границы плит молодых платформ 35

I.4 Континентальный рифтогенез и формирование плитных комплексов 4I

Глава 2. ПРИНЦИПЫ И КОМПЛЕКС ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА И НИЖНИХ ГОРИЗОНТОВ ЧЕХЛА ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ 47

2.I Структурное картирование поверхности геосинклинально-складчатых комплексов фундамента 48

2.2 Критерии установления разломов фундамента и нижних горизонтов чехла 53

2.3 Критерии выделения постгеосинклинальных орогенных осадочных бассейнов фундамента 58

2.4 Принципы тектонического районирования фундамента 62

2.5 Геологическое картирование поверхности фундамента 75

2.6 Принципы тектонического районирования плитного комплекса 82

2.7 Принципы палеотектонического анализа фундамента и нижних горизонтов чехла 86
Глава 3. ТЕКТОНИКА ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ 91
3.1 Характеристика геологических и геофизических материалов 92
3.2 Районирование гравитационного и магнитного аномальных полей 94
3.3 Дизъюнктивная тектоника фундамента 101
3.4 Геологическое строение поверхности фундамента .. 110
3.5 Морфология поверхности геосинклинально-складчатых комплексов фундамента 135
3.6 Тектоническое районирование и структурно-формационная зональность фундамента 150
3.7 Рифтовые зоны фундамента 195
3.8 Структура триасовой рифтовой системы 225
3.9 Строение глубинных слоев земной коры 235
Глава 4. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРУКТУРАМИ ФУНДАМЕНТА 242
4.1 Тектоническое районирование чехла 242
4.2 Структуры рифтогенных желобов и межрифтовых сводовых поднятий чехла 251
Глава 5. ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА 271
Глава 6. НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА 316
6.1 Месторождения и нефтегазопроявления в образованиях доюрского фундамента 319
6.2 Основные закономерности состава и распространения нефтей нижних горизонтов чехла и образований доюрского фундамента 332

6.3 Зона дезинтегрированных пород поверхности доюрского фундамента - региональный нефтегазоносный объект. 342

6.4 Перспективы нефтегазоносности палеозойских осадочных бассейнов 356

Глава 7. ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА В НИЖНИХ ГОРИЗОНТАХ ЧЕХЛА 386

7.I Перспективы поисков нефти и газа в нижне-среднеюрских отложениях Мансийской синеклизы 386

7.2 Перспективы поисков нефти и газа в нижних горизонтах чехла в пределах желобов над грабен-рифтовыми зонами фундамента 395

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 408

ЛИТЕРАТУРА 416

ПРИЛОЖЕНИЯ 447

ВВЕДЕНИЕ

Западно-Сибирская плита является одной из крупнейших в мире нефтегазоносных провинций. Здесь открыты многочисленные месторождения нефти и газа, позволившие в кратчайшие сроки создать главную базу страны по добыче нефти и газа. Потенциальные возможности провинции еще далеко не исчерпаны. Пока разведана, причем неполно, только верхняя примерно трехкилометровая толща чехла плиты. На юге и западе региона это составляет всю мощность чехла, а в пределах северной половины плиты, где выявлены наиболее богатые месторождения преимущественно газа, изучению практически еще не подвергнуты юрские отложения, в которых несомненно сосредоточены также большие запасы нефти и газа.

Планируемый рост добычи нефти и газа в Западной Сибири в XI пятилетке и до 1990 года потребует уже в ближайшее время вовлечения в поиски и разведку новых районов, новых горизонтов и комплексов. Реальным резервом для увеличения нефтегазового потенциала Западно-Сибирской плиты является нефтегазоносность нижних горизонтов чехла в центральных и северных районах и палеозойских образований доюрского фундамента.

Актуальность работы, посвященной в целом проблеме нефтегазоносности нижних горизонтов чехла и палеозойских отложений, следовательно, полностью обусловлена общей задачей дальнейшего выявления потенциальных ресурсов нефти и газа в Западной Сибири. Автор глубоко убежден, что геологическая эффективность поиска нефти и газа, как в палеозойских отложениях, так и в нижних горизонтах чехла, во многом будет определяться степенью использования закономерностей, которые вытекают из строения фундамента, влияния его структур на формирование структур и фациальный состав отложений чехла.

Основная цель работы заключается в том, чтобы путем всестороннего анализа строения доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты выяснить возможные перспективы нефтегазоносности палеозоя, а также показать то исключительно большое влияние, которое оказали движения структурных зон доюрского фундамента на формирование нижних горизонтов чехла и их нефтегазоносность.

Задачами исследований, отраженных в диссертационной работе, является установление осадочных бассейнов доюрского фундамента, могущих представлять интерес для поисков нефти и газа, выявление закономерностей взаимосвязи структурообразования в чехле и особенностей распределения мощностей и фаций нижних горизонтов чехла, обусловленных движениями структурных зон фундамента, обоснование актуальных направлений поисков нефти и газа в нижних горизонтах чехла, вытекающих из закономерностей взаимосвязи структур чехла и фундамента.

Поскольку в геологической науке сегодняшнего дня имеются различные иногда взаимоисключающие представления на формирование структур земной коры, в том числе и молодых платформ, теоретической задачей является предпринятый автором поиск генетических закономерностей в формировании земной коры, ее структурного и формационного состава.

Достигнутые результаты в решении этих задач позволили провести сравнительную оценку возможной нефтегазоносности осадочных бассейнов фундамента и зоны контакта его с ортоплатформенным чехлом, а также открыть новые возможности использования ряда определяющих закономерностей строения нижних горизонтов чехла, учет которых обеспечит еще большее повышение эффективности поисков в них нефти и газа.

Научная новизна работы связана в первую оче-

редь с разработкой принципов комплексного анализа геолого-геофизических и космических данных применительно к региональному изучению молодых платформ. При разработке этих принципов получило дальнейшее развитие геологическое редуцирование и моделирование, основные положения которых были сформулированы А.Д.Архангельским, В.В.Федынским, Э.Э.Фотиади. Реализация этих принципов при исследовании регионального строения Западно-Сибирской плиты показала их высокую информативность в смысле научного прогноза геологического строения территорий слабо изученных или совсем не изученных бурением. Несомненный научный интерес по-видимому может представлять раскрываемая в работе динамика взаимосвязи структур фундамента и чехла молодых платформ. Синтезированные сведения о геологическом строении огромного по площади региона Западно-Сибирской плиты представляют самостоятельный научный интерес, раскрывая новые закономерности для теории и практики геологии молодых платформ. В работе разработаны основы геологического картирования поверхности сложнопостроенных геосинклинально-складчатых комплексов, фундаментов молодых платформ. Развиваемые в диссертации новые аспекты соотношения движений геосинклинально-складчатого и платформенного режимов в будущем при соответствующих разработках, могут представить основу для решения ряда фундаментальных вопросов теоретической тектоники.

Практическая ценность работы определяется ее направленностью на решение главной проблемы: расширение нефтегазового потенциала Западно-Сибирской плиты. В работе на основе разностороннего анализа геологического строения доюрского фундамента выявлены эпигеосинклинальные осадочные бассейны, среди которых несомненно имеются нефтегазоносные, даются рекомендации по направлению дальнейших геолого-геофизических исследований, нацеленных на выяснение потенциальных ресурсов углеводородов этих

осадочных бассейнов, а также дезинтегрированной части пород, слагающих поверхность доюрского фундамента. Показывается генетическая связь структур фундамента и платформенного чехла, что позволяет наметить пути к генетической классификации структур чехла, установить новые закономерности в формировании структур чехла и связанных с ними залежей нефти и газа. Установление общего регионального строения доюрского фундамента плиты и особенно триасовой рифтовой системы ее роли в дальнейшей мезозойско-кайнозойской истории региона, влияние на рассеянное органическое вещество пород мезозоя, заключающиеся в создании наиболее благоприятных условий образования углеводородов и их эмиграции в коллекторы, имеют практическую ценность для корректировки общей стратегии поиска нефти и газа в платформенном чехле, локализации работ в наиболее благоприятных районах.

Фактические материалы, на которых базируются все главные выводы диссертационной работы, в основном касаются доюрского фундамента. Были использованы данные всех региональных геофизических работ, включая проводящиеся сейчас высокоточные крупномасштабные гравимагнитные съемки, интерпретационные материалы космических исследований, литолого-петрографические данные по доюрским разрезам практически всех скважин, вскрывшим на ту или иную глубину доюрские образования. Разработка принципов выделения структурно-формационных зон складчатых систем,перекрытых мощным чехлом Западно-Сибирской плиты стала возможной в результате обобщения фактического материала по палеозойским складчатым областям, обрамляющим плиту. Работая над проблемой нефтегазоносности палеозоя Западной Сибири с 1954 года автор имел широкую возможность ознакомления с геологией и нефтегазоносностью осадочных бассейнов южного и юго-восточного обрамления Западно-Сибирской плиты, что способствовало расшифровке строения доюрско-

го фундамента Западно-Сибирской плиты, его нефтегазоносности. Установленные закономерности геологического строения и геофизической характеристики, структурно-формационных зон складчатых областей, успешно могут применяться для изучения строения палеозойских фундаментов плит и других молодых платформ. В процессе исследований были проработаны, учтены и использованы многочисленные материалы подавляющего большинства авторов в разные годы или систематически, проводящих изучение геологического строения доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты, его нефтегазоносности, а также строения сопредельных регионов. Это материалы Е.М.Ананьевой, Ю.Т.Афанасьева, Т.Ф.Балабановой, Г.Р.Бекжанова, В.А.Бененсона, А.А.Борисова, В.С.Бочкарева, В.С.Вышемирского, Р.Г.Гарецкого,М.П. Гришина, Ф.Г.Гурари, В.А.Дедеева, И.В.Дербикова, В.Б.Дорофеева, В.С.Дружинина, Н.П.Запивалова, В.С.Князева, А.Э.Конторовича, Ю.А. Косыгина, Н.А.Крылова, С.В.Крылова, В.А.Кузнецова, П.К.Куликова, В.Н.Любецкого, Е.А.Мазиной, В.П.Маркевича, Н.Б.Малютина, А.Л. Матвеевской, К.И.Микуленко, М.П.Нагорского, В.Д.Наливкина, И.И. Нестерова, И.А.Олли, Ю.М.Погребицкого, Л.Л.Подсосовой, Л.Я.Проводникова, Н.Н.Пузырева, Н.Н.Ростовцева, М.Я.Рудкевича, В.Г.Смирнова, В.Н.Соболевской, Т.Н.Спижарского, В.Д.Суворова, В.С.Суркова, А.А.Трофимука, Д.Ф.Уманцева, А.С.Фомичева, Э.Э.Фотиади, Н.И. Халевина, Н.В.Шаблинской, А.Е.Шлезингера, О.А.Шнипа, А.П.Щеглова, А.Л.Яншина и многих других.

Практическая реализация результирующих материалов работы по геологическому строению и вытекающей из него общегеологической оценке перспектив нефтегазоносности доюрских образований и нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты, заключается в использовании основных ее положений при составлении по заданиям Министерства геологии СССР рядом научных и производственных организаций комплексных программ геолого-гео-

физического изучения строения и нефтегазоносности доюрских отложений. Таких программ было составлено три: "Комплексная программа изучения нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты на 1974-80 г.г.", "Программа буровых и геофизических работ по изучению нефтегазоносности палеозойских отложений Нюрольского осадочного бассейна на 1977-80 г.г.", "Комплексная программа геолого-геофизического изучения нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты в XI пятилетке, 1981-85 г.г."

Отдельные вопросы геологического строения Западно-Сибирской плиты, изложенные в диссертационной работе, нашли реализацию в ряде значительных обобщающих исследований по Советскому Союзу и более крупным территориям, проводимых Всесоюзными и академическими институтами. Такими обобщениями являются в частности Карта метаморфизма Азии, ред.В.С.Соболев, АН СССР),1978 г., Тектоническая карта фундамента территории СССР, ред. Д.В.Наливкин (АН СССР), 1974 г., Карта магматических формаций СССР, ред.Д.С.Харкевич, (СЕГЕИ),1971 г., Комплект палеотектонических карт СССР позднего докембрия и палеозоя, ред.Т.Н.Спижарский (ВСЕГЕИ),1977 г., Тектоническая карта северной Евразии, ред.А.В.Пейве, А.Л.Яншин (АН СССР),1979 г., Атлас тектонических карт и опорных разрезов Сибири, главный редактор А.Л.Яншин, составляемый в рамках суперпрограммы "Сибирь",1983 г. Во всех перечисленных работах вклад автора касался территории Западно-Сибирской плиты.

Основные положения геологии доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты и нефтегазоносности эпигеосинклинальных осадочных бассейнов опробированы в форме докладов на различных совещаниях, конференциях, советах, а также опубликованы в периодической печати, трудах институтов, монографических изданиях и в Докладах XXIII и XXIV геологических конгрессов.

Автор глубоко признателен ведущему исследователю Сибири чле-

ну-корреспонденту АН СССР В.С.Суркову за многолетнее тесное творческое сотрудничество, самым существенным положительным образом отразившееся на формировании взглядов диссертанта по вопросам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, а также во многом предопределившем тематику диссертационной работы и ее выполнение.

Выражаю также благодарность старшим научным сотрудникам В.Н. Крамнику и Л.В.Смирнову за помощь, оказанную ими при решении ряда вопросов, связанных с геологическим редуцированием и построением результирующих материалов.

Пользуясь случаем благодарю Н.Н.Амшинского, М.П.Гришина, А.Э. Конторовича, С.Б.Шацкого за многочисленные плодотворные дискуссии по проблемам геологии и геохимии нефти, в результате чего автору были высказаны чрезвычайно ценные советы и замечания, учет которых значительно улучшил работу.

На протяжении многих лет диссертант имел возможность всестороннего обсуждения широкого круга вопросов по геологии и нефтегазоносности палеозоя Западной Сибири со специалистами производственных геологических организаций, ведущих поисково-разведочные работы, а также научно-исследовательских институтов, занятых оптимизацией направлений поиска. Автор благодарит всех, кто проявил интерес к его работе.

ГЛАВА I

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЛИТ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Основными структурными элементами земной коры плит молодых платформ являются рифейско-палеозойский фундамент, образованный геосинклинально-складчатыми системами и мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, перекрывающий этот фундамент. Главные вопросы формирования фундамента заключаются в расшифровке истории развития и строения геосинклинально-складчатых систем, его слагающих. Несмотря на длительность изучения складчатых систем на всех континентах, во многом еще далеки от логического решения даже основополагающие понятия геосинклинальной теории. Сейчас, в связи с развитием теории новой глобальной тектоники, многие из них подвергаются ревизии или отвергаются полностью. Надо сказать, что и в формировании платформенных чехлов ясно далеко не все. Важным в научном и прикладном аспектах является в частности вопрос о роли рифтогенеза в образовании плитных осадочных мегабассейнов.

Далее автор коснулся в крайне сжатой форме только тех вопросов формирования плит молодых платформ, которые имеют непосредственное отношение к выяснению строения, истории развития и нефтегазоносности палеозойских отложений фундамента Западно-Сибирской плиты и нижних горизонтов ее мезозойско-кайнозойского чехла.

I.I. Типы рифейско-палеозойских геосинклинально-складчатых систем, этапы их развития и структурно-формационная зональность

На большом фактическом материале В.В.Белоусовым, А.А.Богдановым, Ю.А.Косыгиным, А.В.Пейве, В.М.Синицыным, Н.С.Шатским, В.Е. Хаиным, А.Л.Яншиным и другими тектонистами была установлена ведущая роль глубинных разломов в заложении геосинклинально-складча-

тых систем. Естественно возникает вопрос о типе субстрата,который разбивается данными глубинными разломами. Изучение геосинклинально-складчатых систем пока проводится исключительно на континентах, где известно, что системы обрамлены блоками земной коры, в строении которых широко развиты складчато-метаморфические комплексы континентальной коры. Такое же строение имеет кора на участках "выклинивания" всех геосинклинально-складчатых систем, а в горстах и ядрах антиклинориев, где имеются выходы комплекса основания, последний представлен также образованиями, гранитно-гнейсового состава, а не ювенильными базитами и ультрабазитами низов коры и верхней мантии. Это относится даже к таким системам как Уральская, Кузнецко-Алатаусская и Центрально-Казахстанская, которые часто рассматриваются как примеры систем, заложившихся на коре океанического типа. В этой связи идея о возможном существовании сплошной сиалической оболочки на всем земном шаре уже к началу архея /61,167-169,251,254,283/ имеет вполне аргументированную почву. Геофизические материалы позволяют сделать вывод, что не только "базальтовый" слой, но и "... среда ниже поверхности Мохо, практически повсеместно является слоистой и с этой точки зрения тождественна вышележащим образованиям земной коры"/31 стр.44/.

Таким образом, развитие рифейско-палеозойских геосинклинально-складчатых систем, по-видимому, начиналось с дроблениями земной коры, имеющей гранитно-метаморфический слой и только в пределах разломов-раздвигов (рифтов), над которыми впоследствии образовались эвгеосинклинальные синклинории, происходит разрыв гранитно-метаморфического слоя и состав земной коры становится базитовым, аналогичным составу срединно-океанических хребтов современных океанов.

Учитывая большую протяженность геосинклинальных систем, следует полагать, что причинами, вызывающими инициальные разломы,

должны быть события только планетарного ранга. Главной причиной, приводящей к заложению геосинклинально-складчатых систем, вероятно, является линейное нарушение жесткости тектоносферы и появление протяженных ослабленных зон. Такими ослабленными зонами, вероятно могут быть области перехода континентальных поднятий к океаническим впадинам или протяженные разломы, возникающие при движении литосферных плит, а также при рифтогенезе /4-6,I72,207, 284 и др./. Возникновение глубинных разломов большой протяженности возможно также под действием ротационных напряжений тектоносферы, обусловленных космическими причинами / ,I76,I77,294/.

Автор полагает, что наиболее вероятной причиной заложения геосинклинально-складчатых систем является рифтогенез.

По мере разносторонней разработки теории тектоники плит возникли кинематические схемы, объясняющие формирование складчатых систем путем скучивания, смятия земной коры, в результате субдукции плит /88,89/.

Для данного типа тектогенеза наиболее характерным является одноактное образование зон смятия, шарьирования земной коры, тогда как структурно-формационная зональность геосинклинально-складчатых систем имеет длительное иногда полициклическое развитие. Поэтому сложные структуры земной коры, возникшие в процессе движения плит, являются скорее только складчатыми системами, а не геосинклинально-складчатыми, формирование которых обусловленно принципиально иным тектогенезом. Разрабатываются также и различные "комбинированные" теории развития складчатых систем. Наиболее распространенной такой моделью механизма формирования складчатых систем по теории тектоники плит является раздвиг плит, приводящий к формированию прогибов и последующее сжатие, накопившихся в них отложений /6,88,89,I46,I7I,I73,I74,254 и др./.

Одной из наиболее ярких и поэтому давно подмеченных законо-

мерностей формирования геосинклинально-складчатых систем является этапность смены направления движения. Основоположники учения о геосинклиналях Дж.Холл, Дж.Д. Дэна и Э.Ог выделяли два основных этапа их развития. Первый этап - устойчивое,большой амплитуды прогибание и накопление мощных толщ вулканогенных и осадочных образований, второй - смятие накопившихся пород, подъем и горообразование восходящими движениями земной коры.

Совокупность нисходящих движений первого этапа развития геосинклинально-складчатых систем и восходящих - второго этапа составляет цикл тектогенеза. Совершенно естественно, что в данном случае понятие цикличности лишь характеризует определенную последовательность смены направления движений, которая повторяется во всех геосинклинально-складчатых системах, но во всех имеет свои отличительные формы проявления и совершенно не исключает направленности в развитии. В результате неоднократного проявления геосинклинального режима тектоническое строение земной коры становится все более и более сложным. В эволюции понятия "геосинклиналь" исторически сложилось так, что первый этап единого тектонического цикла стали называть геосинклинальным (иногда собственно-геосинклинальным), а второй этап - орогенным (протоорогенным по К.В.Боголепову /26/. В ряде работ /I6,I7,I8,209,256/ эти два этапа развития геосинклинально-складчатых систем рассматриваются как результат самостоятельных режимов, генетически не связанных друг с другом, хотя в них и отмечается, что инверсия движений в геосинклинальных системах является неотъемлемым актом их развития. Термин орогенез исторически укоренился, хотя и является неудачным /275/. В работе он понимается как этап восходящих движений. Здесь необходимо отметить, что именно генетическая связь прогибания и последующего поднятия (орогенеза) составляет непременное условие возникновения складчатости общего смятия. Следо-

вательно, геосинклинальный и орогенный этапы - составные части единого процесса формирования геосинклинально-складчатых систем. Изучение формационного состава и характера магматизма геосинклинально-складчатых систем уже давно привело к выводу о целесообразности подразделения каждого из указанных этапов развития на отдельные стадии. В разработку стадийности развития геосинклинально-складчатых систем большой вклад был сделан Э.Краусом, Г.Штилле, Ж.Обуэном и особенно советскими тектонистами: М.М.Тетяевым, В.В. Белоусовым, В.Е.Хаиным, Ю.А.Билибиным, А.В.Пейве, Ю.М.Шейнманном, Н.С.Шатским , Н.П.Херасковым.

Несмотря на разнообразие строения конкретных геосинклинально-складчатых систем, на примере которых разными исследователями разрабатывалась тектоническая периодизация, характер стадийности сохраняется везде. Причем практически во всех геосинклинально-складчатых системах наиболее полно изучены только стадии этапа прогибания, то есть геосинклинального. Основные методы изучения тектонических движений этого этапа базируются на анализе магматизма и характере изменения мощностей, фациальных и формационных критериях. О стадийности тектонических движений орогенного этапа, когда происходит частичное или полное разрушение ранее созданных геологических тел, можно судить практически только по косвенным данным (анализ продуктов разрушения, сносимых в смежные платформенные регионы, изучение молассовых образований краевых и межгорных прогибов). Поэтому, стадии орогенного этапа не могут быть изучены с такой же степенью подробности как стадии погружения. Это положение правомерно и для большеамплитудных поднятий платформенных областей. Каждый из этапов развития геосинклинально-складчатых систем чаще всего подразделяют на две стадии: раннюю и позднюю, или иногда стадии называют начальной и зрелой и т.д. Второй (орогенный) этап развития геосинклинально-складчатых систем некоторыми

исследователями подразделяются не на две, а на три стадии. Так В.Е.Хаин именует последнюю (третью) стадию постоорогенной или таф-рогенной, а Ю.А.Билибин - конечной. Имеются и другие схемы периодизации цикла. Например, Ж. Обуэн придерживается подразделения тектонического цикла развития геосинклинально-складчатых систем на три этапа; геосинклинальный, позднегеосинклинальный и постгеосинклинальный /166/.

Характерные особенности развития геосинклинально-складчатых систем на каждой стадии цикла рассмотрены многими исследователями /16,23,146,147,150,151,189,195,209,253,254,263,265,288/.

На рисунке 1 в сугубо схематической форме показан характер изменения общей направленности движений на различных этапах и стадиях развития геосинклинально-складчатой системы как он представляется автору.

Тектонические критерии подразделения цикла на стадии пока еще недостаточно четко формулируются. Это обусловлено, в первую очередь, тем что по-видимому развитие земной коры в каждом конкретном регионе не проходит идеально по данной схеме. Как указывает В.Е.Хаин /254/ возможны случаи неполной цикличности. По общему составу формаций геосинклинального этапа и стилю развития структурно-формационных зон геосинклинально-складчатые системы подразделяются на два главных типа: фемический и салический /209/. Фемический тип характеризуется обилием основных и ультраосновных магматических пород особенно в синклинориях. Салический тип систем наоборот отсутствием сколько-нибудь значительных объемов магматических пород основного состава, но широким развитием кислого магматизма орогенного этапа особенно в форме метасамотических гранитоидов. Данные типы систем различаются по характеру развития структурно-формационных зон. Системы фемического типа состоят из структурно-формационных зон необращенного (унаследованного) раз-

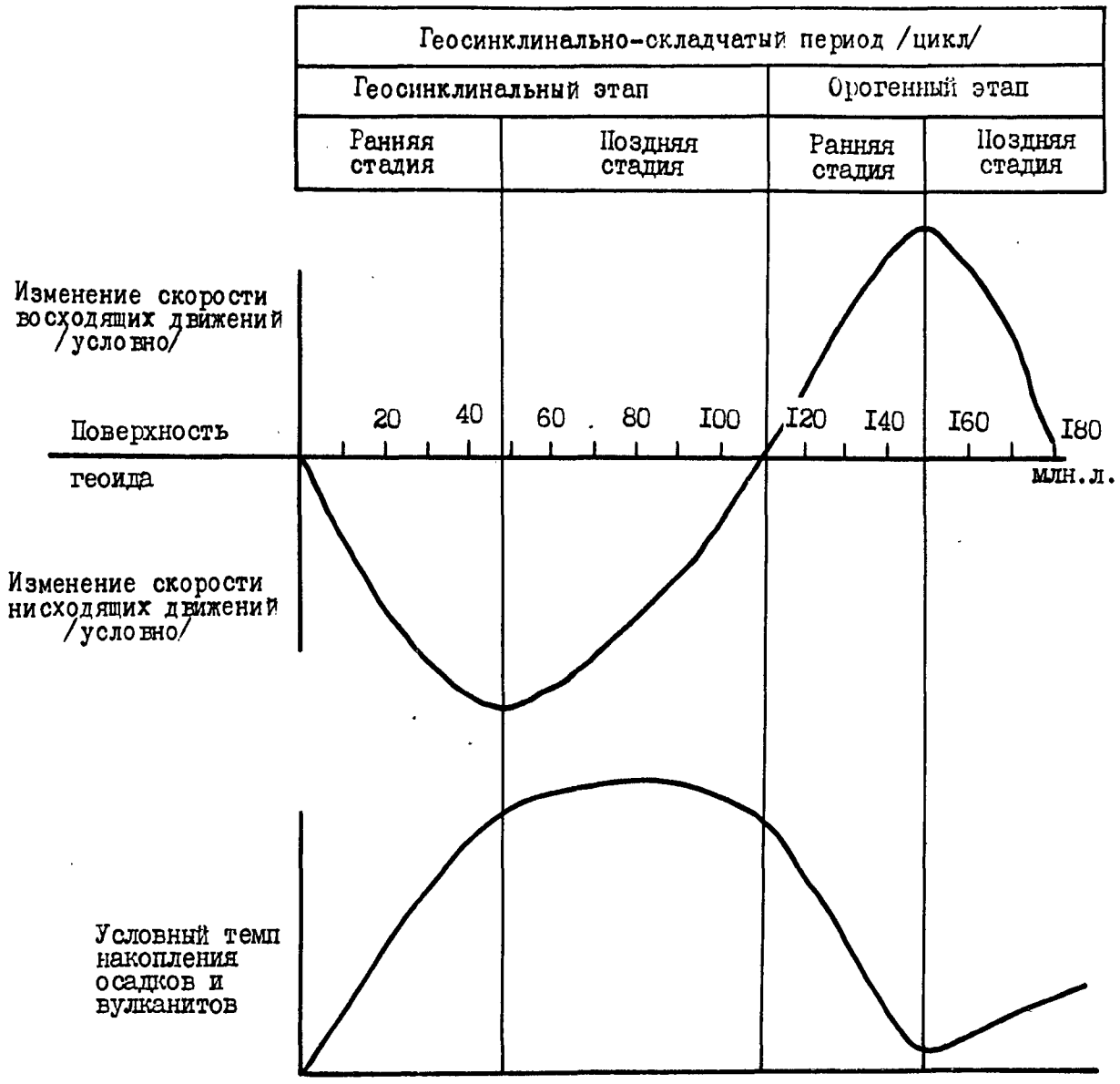


Рис. I СХЕМА ОБЩЕГО ХАРАКТЕРА ИЗМЕНЕНИЯ ДИНАМИКИ ДВИЖЕНИЙ ПРИ РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

вития, а салического - обращенного (инверсионного). Необращенность развития зон, по-видимому, присуща системам, заложение которых начиналось активным, ярковыраженным геосинклинальным рифтогенезом, приводившим к разрыву гранитно-метаморфического слоя в рифтогенных прогибах-трогах, тогда как обращенное развитие зон характерно для систем с отсутствием столь резкой дифференциации основания. Возможное совместное присутствие зон разного типа развития в одной системе может иметь место только в пределах салических геосинклинально-складчатых системах, основные зоны которых развиваются по инверсионному пути, но закладываются на коре, сформированной фемической системой с простиранием структур близким к простиранию вновь заложившейся геосинклинали. В этих случаях структурно-формационная зональность базальной системы будет регенерирована и ее повторное развитие пройдет по унаследованному плану. Естественно, что такие зоны будут иметь определенную тектоническую автономию и представлять собой в ряде случаев даже устойчивые интрагеосинклинальные массивы. Структура основания геосинклинально-складчатых систем, вероятно, имеет прямое отношение к типу развития их зон. Слабодифференцированный по вещественному составу субстрат создает благоприятные условия для необращенного развития зон; сильно дифференцированный для обращенного развития.

Геосинклинально-складчатые системы, зоны которых развиваются по обращенному плану могут быть только моноциклическими, тогда как системы с необращенным развитием зон могут быть и полициклическими. В геологической эволюции земной коры, по-видимому, именно геосинклинально-складчатые системы, зоны которых развиваются по обращенному плану, являются наиболее благоприятными для формирования гранитно-метаморфического слоя, так как инверсионные антиклинории представляют собой мощные призмы существенно салического состава пород. Салические зоны обращенных антиклинориев в ге-

осинклинальной системе следующей генерации будут представлять собой интрагеосинклинальные поднятия. На этапе общей инверсии эти поднятия подвергаются вторичной гранитизации, а породы их слагающие - дальнейшему метаморфизму и складчатости.

Несмотря на то, что каждая система имеет те или иные свои отличительные черты строения в одних случаях связанные с особенностями строения структур основания в других случаях - с дислокациями в результате горизонтальных перемещений блоков литосферы, для всех существует вполне определенный набор структурно-формационных зон, генетически обусловленный всем ходом развития систем. Одни зоны формируются на протяжении всего периода развития систем, другие - являются результатом только геосинклинального или только орогенного этапа. Помимо структурно-формационных зон непосредственно связанных с развитием геосинклинально-складчатых систем, в строении последних принимают участие фрагменты предыдущих складчатых комплексов, это различного рода массивы и блоки. Будучи генетически не связанными с геосинклинально-складчатыми преобразованиями тектоносферы, их присутствие или отсутствие не является закономерностью.

Антиклинорные зоны унаследованного типа развития (древние ядра, централиды, по В.Е.Хаину, геоантиклинали по Н.С.Шатскому) представляют собой региональные положительные структуры геосинклинально-складчатых систем. Характерной особенностью зон является устойчивое преобладание относительного поднятия на протяжении одного или нескольких тектонических циклов.

В пределах антиклинорных зон часто развиты карбонатные и карбонатно-терригенные формации, мощность которых значительно меньше одновозрастных и однотипных формаций соседних синклинорных зон. В сравнении с последними увеличивается не только число, но и про-

должительность перерывов в осадконакоплении. В приосевой части антиклинорных зон унаследованного типа обычно выходят комплексы основания, структурные особенности которых связаны с предшествующими тектогенезами...

Синклинорные зоны унаследованного типа развития (внутренние зоны по В.Е.Хаину, геосинклиналии по Н.С.Шатскому) являются региональными отрицательными структурами геосинклинально-складчатых систем. Преобладание нисходящих движений на протяжении всей истории геологического развития представляет наиболее характерную черту структур данного типа. Разрезы характеризуются наибольшей полнотой и максимальными мощностями. В зависимости местоположения зоны в складчатой системе формационный состав образований имеет некоторые вариации. Синклинорные зоны, расположенные в центральной части геосинклинальной системы и наследующие рифты в значительной своей части сложены спилито-диабазовой формацией, перемежающейся с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями.

Антиклинорные зоны инверсионного типа развития (обращенные антиклинории по В.В. Белоусову) представляют собой региональные структуры, возникшие в результате инверсии глубоких геосинклинальных прогибов (трогов). Специфичность структурно-формационных зон этого типа заключается в том, что геологическое тело их образует очень ограниченный круг формаций. Это преимущественно глинисто-сланцевая формация, флишоидная и в некоторых системах терригенно-карбонатная флишоидная. При инверсии, обусловленной процессами гранитизации глинисто-сланцевые толщи подвергаются интенсивному смятию, а в центральных частях зон формируются крупные гранитные батолиты метасамотического типа с исключительно выдержанным составом, что вероятно, является прямым следствием монотонного состава флишоидных толщ /76/.

В зависимости от соотношения амплитуд прогибания и последующего поднятия, антиклинории могут иметь полную или неполную инверсию. В случае, когда амплитуда инверсии больше, чем амплитуда прогибания доинверсионной стадии на дневную поверхность выходят более древние образования, чем слагающие геосинклинальный прогиб. Такая инверсия наблюдается для прогибов, выполнение которых имеет существенно карбонатный состав. Метасамотическое замещение карбонатов кремний содержащими породами не происходит и гранитизации подвергаются комплексы основания, что приводит к полной инверсии прогибов. Совершенно иную общую структуру имеют инверсионные антиклинории, когда амплитуда инверсии равна или даже меньше, чем амплитуда доинверсионного прогибания. Такое соотношение движений характерно для глинисто-сланцевых прогибов, где метасамотическая гранитизация имеет самую благоприятную геохимическую обстановку. Диффузионный поток кремния и алюминия аккумулируются глинисто-сланцевыми толщами с образованием метасамотических гранитов. Последние имеют близкую плотность с плотностью вмещающих пород, вследствии чего не создается изостатических сил подъема, необходимых для полной инверсии прогибов. В приосевой зоне таких антиклинориев не выходят на поверхность образования основания.

К р а е в ы е п р о г и б ы представляют собой структурно-формационные зоны, орогенного этапа развития геосинклинально-складчатых систем. Вопросам строения этих структур посвящено очень много работ, что объясняется их нефтегазоносностью. Большой вклад в изучение структур краевых прогибов внесли Н.С.Шатский /273/, В.В.Белоусов /15/, Ю.А. Косыгин /113/, Ю.М.Пущаровский /185/, В.Е.Хаин /254/, Е.Е.Милановский и Н.В.Корановский /147/. Помимо перечисленных обобщающих работ имеется масса исследований по конкретным вопросам геологии прогибов особенно по Предуральскому и Предверхоянскому. Прогибы на границе со срединными масси-

вами В.Е.Хаин предлагает называть тыловыми.

На стадии прогибания геосинклинальной системы в прогибание вовлекаются краевые части сопряженных с геосинклиналью стабилизированных областей. В этот период на месте будущей структуры краевого прогиба происходит отложение осадков, которые в дальнейшем составят его основание, так же интересное с точки зрения нефтеносности.

Начало общей инверсии приводит к обособлению краевых прогибов и установлению специфических условий осадконакопления. Основным поставщиком материала являются в это время внутренние зоны геосинклинальной системы. По мере расширения инверсии и роста горно-складчатого сооружения, происходит смещение оси максимального прогибания в краевом прогибе в сторону стабилизированной области. Происходит своеобразное "накатывание" прогиба на край платформы или область завершенной складчатости (молодой платформы).

В зависимости от типа стабилизированной области краевые прогибы подразделяются на две разновидности: краевые прогибы,формирующиеся на контакте складчатой системы с древней платформой и краевые прогибы, формирующиеся на контакте геосинклинально-складчатой системы с молодой платформой (областями рифейско-палеозойской складчатости). Это деление впервые было сформулировано Ю.М. Пущаровским /185/.

Краевые прогибы между геосинклинально-складчатыми системами, завершение складчатости в которых отстоит по времени на один тектонический цикл, наследуют структуры краевых синклинориев системы более ранней стабилизации. Такие краевые прогибы выполнены вулканогенными образованиями и характеризуются в гравитационном и магнитном полях положительными аномалиями, аналогично унаследованным синклинориям. Такие прогибы имеют распространение

в Центральном Казахстане, где выделены А.А.Богдановым под названием краевых вулканических поясов /24,25/.

Межгорные прогибы и внутренние впадины - структурно-формационные зоны орогенного этапа развития геосинклинально-складчатых систем салического типа.Прогибы и впадины располагаются между инверсионными антиклинориями. Основаниями прогибов и впадин служат складчатые комплексы, на которых закладывались инверсионные антиклинории.

Блок, являющийся основанием межгорного прогиба в зависимости от размеров, может быть представлен одной или несколькими структурно-формационными зонами более древней складчатой системы. По-видимому, чаще всего такие блоки сложены бывшими антиклинорными зонами, так как эти зоны более склонны испытывать тенденцию к поднятию, даже спустя значительный отрезок времени, прошедшего после складчатости. Совершенно естественно, что в этап гранитизации геосинклинальных трогов и их инверсии, блоки,на которых развиваются межгорные прогибы, также гранитизируются и тоже имеют тенденцию к поднятию.

В пределах обширных салических геосинклиналей, где троги выполнялись песчано-глинистым материалом и инверсия была неполной, межгорные прогибы развиты слабо или совсем не развиваются вследствии примерного равенства в поднятии как антиклинориев, так и разделяющих их блоков (интрагеоантиклинальных поднятий).Характерным примером такого развития является Верхояно-Колымская геосинклинально-складчатая система, где нет ни ярко выраженных антиклинориев (за исключением Верхоянского), ни межгорных прогибов.

Срединные массивы представляют собой очень разнообразную по строению и развитию группу тектонических структур земной коры. В отечественной геологии понятие об этих структурах формировалось под влиянием работ А.Д.Архангельского, В.В.

Белоусова, Ю.А.Косыгина, М.В.Муратова, В.Е.Хаина, Н.С.Шатского, Ю.М.Шейнмана, А.Л.Яншина.

Под срединными массивами подразумеваются блоки земной коры, сохранившие в главных чертах свою индивидуальность, находясь в составе более молодого геосинклинально-складчатого пояса. Обзор различных толкований понятия "срединный массив" имеется в большом количестве работ /II4,I39,I52-I54,258,264,279 и др./. Применительно к геологическому строению палеозоид молодых платформ наиболее полно отражают сущность срединных массивов определения и классифмкации, предложенные Ю.А.Косыгиным, М.В.Муратовым, А.Л.Яншиным, В.Е.Хаиным, Ю.М.Шейнманном.

Срединный массив это блок земной коры, окруженный геосинклинально-складчатыми системами или ветвями одной крупной системы, представляющий собой фрагмент ранее существовавшей платформы или более древних складчатых систем.

Очевидно является закономерностью частая встречаемость "инородних" блоков разных размеров и возраста среди наиболее молодых геосинклинально-складчатых систем. Это вероятно, обусловлено тем, что их заложение связано с расколом уже неоднократно переживавших геосинклинально-складчатые периоды развития литосферных плит и, естественно, в этом процессе наиболее жесткие блоки сохранили свою тектоническую автономию.

Однако, исходя из принятого определения срединного массива, внутригеосинклинальные блоки (древние ядра антиклинориев, блоки интрагеосинклинальных поднятий, глыбы, входящие в состав синклинорных структурно-формационных зон и др.) не подпадают под это понятие, являясь просто жесткими и устойчивыми массивами, не разделяющими складчатые системы или их отдельные ветви, а входящими в их состав.

Срединные массивы, разделяя одновозрастные или близкого воз-

раста геосинклинально-складчатые системы, имеют несравненно большие размеры, нежели внутригеосинклинальные жесткие массивы, нередко они имеют даже гетерогенную по возрасту складчатости основания структуру.

В строении срединных массивов с точки зрения нефтяной геологии наиболее интересны чехольные образования. Формирование чехлов срединных массивов происходит на геосинклинальном этапе. Последующая инверсия геосинклиналей часто приводит к подъему и разделяющего их срединного массива. На этой стадии развития, по-видимому, большое значение для сохранения чехла играет размер массива: чем меньше срединный массив, тем более сложными будут дислокации его чехла, значительный подъем всего массива совместно с инверсирующими геосинклинально-складчатыми системами, его вмещающими, может явиться причиной полной денудации чехла. Чаще всего в пределах крупных срединных массивов имеют место дифференцированные блоковые движения большой амплитуды, в результате которых в выступах обнажаются комплексы основания массива, а на опущенных блоках происходит интенсивное осадконакопление. Реакция срединных массивов на смену эндогенного процесса прогибания на процесс поднятия в окружающих геосинклинально-складчатых системах является тем тектоническим актом, который обычно называют переработкой, активизацией. Эта реакция имеет очень разнообразные формы от чисто блоковых движений до условий полной складчатости. Особенно характерна реакция активизации у срединных массивов, основание которых сформировано геосинклинально-складчатыми структурно-формационными зонами. Практически это позднепротерозойские срединные массивы в палеозойских поясах или палеозойские срединные массивы в мезозойско-кайнозойских поясах. Фрагменты антиклинорных зон таких срединных массивов подвергаются регенерационной гранитизации совместно с гранитизацией во вмещающих массивы геосин-

клиналях. Такой процесс вновь вызывает неуравновешенность антиклинорных зон фундамента массивов, которая является источником унаследованных восходящих движений этих зон на последующих этапах развития в том числе в период формирования плитного комплекса. Унаследованные движения в данном случае создадут в платформенном чехле над срединными массивами конседиментационные поднятия, генетическая природа которых аналогична поднятиям над антиклинорными зонами геосинклинально-складчатых систем, обрамляющих срединный массив. Однако поднятия данного генезиса на срединных массивах имеют брахиформные или даже изометричные очертания в сравнении с таковыми в пределах позднепалеозойских геосинклинально-складчатых системах, где эти поднятия имеют линейный характер.

I.2 Соотношение геосинклинального и платформенного режимов, унаследованные движения структурных зон и проблема образования эпигеосинклинальных осадочных бассейнов

Процессы преобразования физико-минералогических ассоциаций глубинных слоев тектоносферы при общих колебательных движениях платформенного и геосинклинально-складчатого режимов очевидно охватывают разные ее уровни и сегменты. Процессы платформенного режима преимущественно протекают в верхней мантии и низах земной коры, а геосинклинального - вероятно во всей тектоносфере,причем первые охватывают крупные сегменты, соответствующие на поверхности ореалам близким к изометричной форме, тогда как вторые локализуются в относительно узких, но протяженных полосах.

Такие различия дают основание предполагать независимость и возможную одновременность течения процессов, порождающих эти два режима в пределах одной и той же территории. Общие движения платформенного режима протекают, вероятно, непрерывно и повсеместно, тогда как движения геосинклинального режима, затушевывая или даже

полностью нейтрализуя их более значительными скоростями и размахами движений, магматизмом и формируемыми в результате этого формациями не свойственными платформенному режиму. Такая трактовка процессов развития эндогенных режимов позволяет по-иному подойти к вопросу о консолидации (стабилизации) земной коры - понятию широко используемому в геологии.

Под консолидацией (стабилизацией) обычно понимается завершение геосинклинально-складчатого развития какой-либо территории и переход ее к платформенному развитию, то есть к господству малоамплитудных движений, эпизодически нарушаемых активизацией блоковых восходящих или нисходящих движений.

В связи с тем, что геосинклинально-складчатое развитие сопровождается практически на всех этапах магматизмом, а завершение этого развития и складчатостью, то в литературе прочно укрепилось мнение относительно решающей роли именно складчатости и интрузий в закреплении земной коры, ее консолидации.

Согласно новой глобальной тектонике консолидация земной коры заключается в преобразовании океанической коры в континентальную также путем главным образом смятия, приводящего к формированию своеобразных гранитно-метаморфических "айсбергов" - континентов. Обращаясь к данным ГСЗ /19,20,31,58,62-64, 188-190,215 и др./ можно констатировать, что все различия в строении земной коры стабилизированных регионов (например, Восточно-Европейская платформа) и регионов нестабилизированных (например, Крымско-Кавказская геосинклинально-складчатая система) касаются только мощности коры, нюансов волнового поля и соотношения мощности отдельных ее слоев, а также размеров структур по главным поверхностям разделов. Если полагать, что консолидация обеспечивается гранитно-метаморфическим слоем, как слоем возникшим в результате геосинклинально-складчатого режима, то его максимальная мощность как известно приуроче-

на к районам наименее стабилизированным. Таким образом, консолидация очевидно не может рассматриваться как процесс необратимой эволюции коры и невозможности неоднократной реставрации режима геосинклинально-складчатого развития. Не являются исключением в этом смысле и современные блоки древних платформ. В геологическом прошлом многие из них имели значительно большие размеры, но заложившимися на них геосинклинально-складчатыми системами они были раздроблены и переработаны. Таковы, например, территории Верхояно-Колымской системы, Енисейской, Большедонбасской и других. Различное сочетание взаимодействий движений платформенного и геосинклинально-складчатого режимов создает разнообразие тектонического строения, как геосинклинально-складчатых систем так и сопредельных платформ, что особенно ярко проявляется во время смены геосинклинального режима платформенным,

В первом случае, когда затухающие, но все еще восходящие движения структурно-формационных зон и в целом геосинклинально-складчатой системы, происходят на фоне восходящих движений платформенного режима, территория как складчатой системы, так и платформенной области будут испытывать наибольшее поднятие и денудацию. Одновременно возрастет и временной интервал отсутствия условий для формирования плитного комплекса - безусловного критерия установления платформенного режима.

Во втором случае, когда прогрессивно затухающие восходящие движения геосинклинально-складчатой системы на заключительной стадии ее развития происходят на фоне нисходящих движений платформенного режима, геосинклинально-складчатая система будет иметь слабовыраженное горообразование вскоре перекрывается единым чехлом.

Примером первого сочетания движений является территория Северо-Восточной Азии (Верхояно-Колымская геосинклинально-складчатая система), здесь инверсия мезозоид совпала с восходящими дви-

жениями юго-востока Сибирской платформы,в результате чего почти вся территория после мелового периода является областью устойчивого воздымания. Примером второго сочетания движений может служить северо-восток Русской платформы и полярная часть Уральской геосинклинально-складчатой системы в пермском периоде. Инверсия Уральской геосинклинально-складчатой системы совпала здесь с интенсивными нисходящими движениями, охватившими не только большую часть Русской платформы, но и Тимано-Печорские байкалиды. В результате этого пермские отложения, вероятно, перекрывали Полярный Урал, а возможно и большую часть Северного Урала. Таким образом, начало формирования чехла после завершения складчатости в зависимости от направленности движений платформенного режима может начаться как непосредственно вслед за завершением геосинклинально-складчатого развития так и спустя значительный отрезок времени, равный периодичности смены направления движения при платформенном режиме. Периодичность смены знака наиболее региональных движений платформенного режима составляет, по-видимому, около 400 млн.лет, в экстремальном варианте разрыв во времени между складчатостью и чехлообразованием будет близок этой цифре и несомненно будет превышать время унаследованных движений. Сформированный в этом случае чехол будет дислоцироваться только блоковыми движениями фундамента, свойственными платформенному режиму.

Для изучения унаследованных движений структурно-формационных зон рифейско-палеозойских складчатых систем благоприятно такое сочетание региональных движений, которое приводит к наиболее быстрому перекрытию складчатых структур плитным комплексом, что позволяет фиксировать результаты унаследованных движений в наиболее полной форме. Учитывая вышесказанное, очевидно, что унаследованные движения наиболее четко выявляются в пределах плит

молодых платформ, причем на участках, где разрыв во времени между завершением инверсионных движений и началом устойчивого чехлообразования был минимальным.

Исследования унаследованных движений имеют очень большое прикладное значение. Вопросы характера и закономерностей движения структурных зон оснований плит молодых платформ имеют исключительную важность для выяснения условий структурообразования в чехле, а следовательно для научно-обоснованного поиска нефтяных и газовых месторождений их разведки и эксплуатации.

Многими исследователями плит молодых платформ (Западно-Сибирской, Туранской, Западно-Европейской, Скифской) было показано, что структурообразование в плитном комплексе почти исключительно обязано движениям структурных зон фундамента этих плит. Генетическая взаимосвязь структур фундамента и чехла, обусловленная постумными движениями геосинклинально-складчатых зон фундамента Туранской плиты, была показана А.Л.Яншиным /278/. Для Западно-Сибирской плиты это положение было впервые сформулировано Н.Н.Ростовцевым /194/. При изучении вопросов структурообразования, то есть вопросов формирования структур первого, второго и третьего порядков в чехле плит молодых платформ, понятие о унаследованности структур фундамента структурами чехла чаще всего трактуется как простое соответствие в плане поднятий и прогибов поверхности фундамента положительным и отрицательным структурам чехла. Действительно, положительным структурам всех порядков плит молодых платформ соответствуют поднятия поверхности фундамента, а отрицательным - прогибы этой поверхности, однако в одних случаях положительные и отрицательные формы рельефа поверхности фундамента соответствуют антиклинорным и синклинорным структурно-формационным зонам, то есть генетически им и обусловлены, в других случаях такой связи нет и морфология рельефа поверхности фундамента не

отражает его внутренней тектоники. Из этого вытекает, что движения, формирующие данные две группы структур поверхности фундамента имеют различный генезис и кинематику.

Структуры поверхности фундамента, возникшие в результате постумных движений структурно-формационных зон имеют главным образом пликативный характер, хотя конечно могут иметь место и элементы разломной тектоники. Структуры, возникшие в результате движений крупных блоков, не связанных с внутренней тектоникой этих блоков, имеют главным образом дизъюнктивные ограничения. Кинематика этих двух типов движений также различна. Постумные движения структурно-формационных зон происходят с затуханием по мере отдаления во времени от завершения геосинклинально-складчатого развития, тогда как блоковые движения имеют менее закономерный характер движения. Начало и окончание движений блоков не регламентируются структурными или вещественными критериями. Структуры чехлов, сформированные унаследованными движениями отличаются наибольшей амплитудой, четкостью, линейностью.

Какие же силы действуют на структурно-формационные зоны геосинклинально-складчатых систем, продолжая их движения в тех же направлениях, что и в период геосинклинального развития? Эпоха общего регионального погружения при платформенном режиме начинается процессом уплотнения верхней мантии и нижней части земной коры, то есть слоев, активно участвующих в предшествующем геосинклинально-складчатом развитии, но направленность процесса физико-минералогических преобразований тогда была противоположной - шло разуплотнение, приводящее к общей и частной инверсии. Таким образом, унаследованные движения,по-видимому, обусловлены иными силами нежели протекающими при завершении геосинклинально-складчатого развития.

Единственной причиной унаследованных (постумных) движений

структурно-формационных зон складчатых систем является изостатическая неуравновешенность этих зон. В результате геосинклинально-складчатого развития создается резкая плотностная неоднородность структурно-формационных зон, которая достигает своего максимума к моменту завершения геосинклинального развития. Особенно резкой плотностной неоднородностью зон характеризуются геосинклинально-складчатые системы фемического профиля развития. Средняя плотность пород синклинорных зон в таких системах на 0,I-0,2 г/см^3 превышает плотность пород, слагающих антиклинорные зоны. При многокилометровой мощности геосинклинально-складчатых структурно-формационных зон создаются силы, стремящиеся привести к изостатическому равновесию: антиклинорные зоны, как наиболее легкие призмы в системе верхней части земной коры будут подниматься ("всплывать") по отношению к соседним синклинорным зонам, а последние, в силу большего объемного веса слагающих их пород, будут погружаться.

Восходящие движения антиклинорных зон и нисходящие синклинорных, происходящие вследствии неуравновешенности, таким образом имеют те же направления, что и при процессе геосинклинально-складчатого режима, но генезис этих движений иной в связи с чем иная и динамика движений, их темп и возможные пределы. Очевидно также,что данные изостатические силы начинают действовать на структурно-формационные зоны еще в период геосинклинально-складчатого развития, в наиболее полной мере и в "чистом" виде они проявятся уже после завершения действия геосинклинального режима. Такая последовательность проявления и направленности изостатических движений позволяет их именовать унаследованными, отнюдь не понимая под этим "остаточность" их от геосинклинальных.

Продолжительность унаследованных движений, как отмечает А.Л. Яншин (278) на примере Туранской плиты, где имеются районы, в ко-

торых позднепалеозойские геосинклинально-складчатые структурные зоны перекрыты триасовыми чехольными отложениями, то есть с минимальным временным перерывом, составляет 200-250 млн.лет. Поэтому унаследованные движения будут создавать структуры в плитном комплексе, который начал накапливаться не позднее 250 млн.лет после завершения складчатости.

Если разрыв во времени между окончанием формирования геосинклинально-складчатых структур и началом образования плитного комплекса будет приближаться к этой цифре или превосходить ее, как например, на древних платформах, то изостатическая уравновешенность зон фундамента наступит раньше, чем образуются базальные слои чехла и структурообразование в чехле в этом случае будет обусловлено только движениями блоков фундамента, то есть движениями свойственными платформенному режиму. Эти движения в одних случаях начинаются еще до чехлообразования и продолжаются в период формирования того или иного объема чехла, в других случаях они возникают после начала чехлообразования. В первом случае мы можем говорить также об унаследованности движений, но в отличии от унаследованных движений структурно-формационных зон эти движения являются именно "остаточными", продолжающимися. Во втором случае по-видимому правильнее говорить, как отмечает Г.Х.Дикенштейн /60/ не об унаследованности структурами чехла рельефа поверхности фундамента, расчлененной блоковыми движениями, а о соответствии данных структур, так как и структуры чехла над блоками и сами блоки созданы одними и теми же движениями.

Геосинклинально-складчатые системы чаще всего являются не единичными, а составляют группы, объединяемые в пояса (Урало-Монгольский, Тетис и др.) завершение развития систем не происходит одновременно. Поэтому условия появления квазиплитных комплексов возникают в пределах геосинклинально-складчатых систем более ран-

ней стабилизации по отношению к системам, продолжающим развитие в данном поясе. Эти квазиплатформенные комплексы представляют собой единичные осадочные бассейны или их группы. Они имеют очень тесную структурную связь с геосинклинально-складчатой структурно-формационной зональностью основания,представляя собой унаследованные и унаследованно-наложенные впадины. По существу это несостоявшиеся плитные комплексы. Структурообразование в отложениях,слагающих унаследованно-наложенные впадины подчинено тем же закономерностям, что и в плитных комплексах, то есть если разрыв во времени между завершением геосинклинально-складчатого развития основания и отложениями слагающими впадины был значительно меньше 250 млн.лет, то в этих слоях будут формироваться структуры под действием унаследованных движений структурно-формационных зон оснований, эти же движения будут влиять и на фациальный состав отложений впадин, их мощность. Богатейший материал по строению унаследованно-наложенных впадин и прогибов и соотношению их со структурами основания накоплен по Алтае-Саянской и Центрально-Казахстанской складчатым областям, где имеются самые различные сочетания между структурами складчатого основания и перекрывающими их осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями впадин /I4,40,II9,233,267/.

I.3. Границы плит молодых платформ

В отечественной науке понятие "платформа" формировалось под влиянием работ А.Д.Архангельского, А.П.Карпинского, Н.С.Шатского, В.В.Белоусова, М.М.Тетяева, В.Е.Хаина, А.Л.Яншина. Существует очень много определений этого тектонического объекта, каждое из которых, как правило, подчеркивает какую-либо характерную черту его строения или истории развития.

Общим положением, пронизывающим все представления, является отмечаемая для платформенных областей малая амплитуда вертикальных движений, охватывающих большие площади. Практически все отли-

чительные стороны строения платформенных областей, на которые акцентируется внимание многочисленных определений, представляют собой следствия именно данной характерной черты тектонических движений. Следующим, также общим положением, которое так или иначе подразумевается во всех трактовках термина "платформа", является структурный признак: наличие фундамента и чехла. По существу такое ярусное строение является также следствием малоамплитудных движений, охватывающих большие территории.

Развитие литосферы в состоянии платформенного режима является геологически столь же временным, как и все остальные режимы и,если, как мы принимаем, геосинклинальный режим непременно сменяется платформенным, так и последний не является окончательно установившимся до конца существования планеты и будет сменен, но не одновременно естественно на всем его ареале проявления на геосинклинальный или промежуточный типа режима орогенно-блоковой активизации.

Таким образом, под платформенной областью автор понимает крупную территорию земной коры, в пределах которой длительные отрезки геологического времени господствуют малоградиентные,малоамплитудные движения. В пределах континентов, как известно, выделяется две категории платформенных областей (платформ): древние и молодые. Причем, если выделение древних платформ не являются предметом дискуссии, то отнесение молодых платформ к рангу платформенных областей отрицается рядом ведущих тектонистов (Т.Н.Спижарский, Ю.М.Шейнманн и др.).

Фундамент древних платформ представляет собой участки некогда единой археиско-протерозойской крайне гетерогенной во многих случаях, вероятно, первичной сиалической оболочки. В течение неогея эти участки, разделенные геосинклиналями были территориями господства дифференцированных колебательных движений платформенного режима. В течение рифейско-вендского времени, протяженностью не ме-

нее I млрд.л., древние платформы, очевидно, неоднократно перекрывались полностью или частично плитными комплексами, которые впоследствии были почти полностью денудированы. Их реликты сохранились только в центральных частях крупнейших синеклиз,перикратонных прогибах, авлакогенах. Ныне существующие плитные комплексы древних платформ,таким образом, не являются первичными,возникшими непосредственно вслед за завершением развития фундамента. В связи с этим структурные формы этих чехлов не несут информации об унаследованных движениях структурно-формационных зон фундамента, а полностью обусловлены движениями платформенного режима.

Плиты молодых платформ, т.е. областей рифейско-палеозойской складчатости оснований, имеют первичные мезозойско-кайнозойские чехлы. Строение этих чехлов отличается от чехлов древних платформ, в первую очередь, генезисом структур, в формировании которых решающую роль играют унаследованные движения структурно-формационных зон геосинклинально-складчатых систем молодого фундамента.

Более того, плиты молодых платформ, являясь наиболее ярко выраженными платформенными мегаструктурами, часто не обособляются от блоков древних платформ. Ареалы движений установившегося режима молодой платформы захватывают часто территории и сопредельных древних платформ. Ярким примером этого является Восточно-Австралийская молодая платформа, чехол которой (Большой Артезианский бассейн) развит не только в пределах палеозойской складчатости, но и на значительной территории архейско-протерозойской Западно-Австралийской платформы /208/.Палеозойско-мезозойский чехол Русской платформы развит не только в пределах блока карельского и докарельского фундамента, но и на байкалидах Тиманской и Печерской складчатых систем. Мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты на севере в районе Енисей-Хатангского прогиба, несомненно, залегает не только на байкалидах Енисейской системы, но и на тер-

ритории, где фундаментом является архейско-протерозойский блок Сибирской платформы. Таким образом, платформенный режим не является отличительной особенностью только областей архейско-протерозойской стабилизации.

Границы молодых платформ чаще всего проводятся, исходя из анализа всей совокупности закономерностей развития, включая и распространение плитного комплекса. Из многочисленных определений понятия "плита" /I5,II5,24I,254,278 и др./ выкристаллизовывается совершенно определенно, что это участок молодой или древней платформы, на котором развит чехол. Иными словами, границы распространения чехла автоматически играют роль границ плит. Определенно встает вопрос о непостоянстве границ и, следовательно, площади плит во времени в связи с тем, что нисходящие или восходящие движения платформ в целом или отдельных их регионов приводят к увеличению или сокращению территории распространения, чаще всего маломощных осадочных отложений чехлов. В связи с этим граница является условной, относительно фиксированной только в конкретный период времени. Часто границами развития платформенного чехла являются крупные разломы фундамента, по которым в период нисходящих движений и осадконакопления происходили более интенсивные движения. Примером может служить разлом вдоль р.Енисея, игравший определяющую роль в ограничении мезозойско-кайнозойского плитного комплекса Западно-Сибирской плиты. Естественно, что в случаях дизъюнктивного ограничения области развития плитного комплекса граница плит имеет более устойчивый тектонический характер и не подвержена быстрым изменениям в результате колебаний базиса эрозии.

Другой формой более сложного дизъюнктивного ограничения плитного комплекса является сопряжение его с одновозрастными геосинклинально-складчатыми системами. Таково южное ограничение Туранской и Скифской плит. Данное тектоническое сочетание аналогично

строению обрамлений древних платформ: здесь также образования чехла (платформенные формации) переходят в образования геосинклинальных формаций того же возраста.

Седиментационные бассейны плит молодых платформ, часто,как это было показано на ряде примеров выше, значительно превышают площадь блоков земной коры, имеющих один возраст складчатости. Это приводит к композитности, гетерогенности фундаментов.Последнее обстоятельство порождает проблему разграничения плит молодых и древних платформ. Возникает двойственный характер принципов разграничения: если разделение на древние и молодые платформы проводить исключительно по возрасту консолидации фундамента, то во многих случаях единый плитный комплекс окажется искусственно расчлененным,принадлежащим разным платформам, если же за границу древних и молодых платформ принимать контуры развития чехлов, то в этом случае нарушается принцип выделения молодых платформ, как регионов с завершенной только фанерозойской складчатостью. Эти моменты еще раз показывают, что процессы платформенного режима надпорядковые,протекая, главным образом, в нижних слоях тектоносферы не ограничиваются, не коррелируются областями складчатости верхней части земной коры, гетерогенность которой вносит только свои некоторые тектонические особенности в строении чехла, не имеющие в целом определяющего значения. В геологической практике принципиальных положений в решении вопроса о границах плит нет и подразделение регионов в основном проводится, исходя из конкретной целесообразности в прикладном значении. Характерным примером в этом отношении является причленение Тимано-Печорской провинции к Русской платформе /238, 241/. Рифейский фундамент этой провинции, бесспорно, внес определенные изменения в строение палеозойского чехла, однако, единство чехла Русской платформы и Тимано-Печорской провинции объединяет эти регионы.

С другой стороны, едва ли целесообразно причленять аналогичные Тимано-Печорским байкалиды Енисейской складчатой системы к Сибирской платформе, так как перекрытие их Западно-Сибирским плитным комплексом, представляющим единое геологическое тело на огромной территории, позволяет считать Енисейскую систему составной частью в целом палеозойского фундамента Западно-Сибирской плиты. Рассматривая Енисейскую, Тиманскую, Печорскую рифейские складчатые системы, в историческом аспекте можно четко констатировать их несомненную принадлежность к гигантскому Урало-Монгольскому складчатому поясу. По-видимому, именно это обстоятельство явилось причиной того, что в мезозойско-кайнозойскую эпоху развития, когда произошло формирование Западно-Сибирской плиты, крупнейшего платформенного элемента, байкалиды Енисейской системы реагировали на прогибание совместно с основной частью пояса и, следовательно, в этом конкретном случае, границей молодой платформы явилась данная байкальская складчатая система.

Различие в соотношениях плитного комплекса молодых и древних плит с границами этих платформ приводит к морфологическим различиям строения плит в целом.

Для молодых плит характерно широкое распространение так называемых внешних поясов или зон, где происходит постепенный подъем гетерогенного фундамента и постепенное сокращение мощности и стратиграфического объема платформенного чехла. В структурном выражении это моноклинали. Подобных структурных форм в пределах древних платформ не имеется. Это своеобразие строения плит молодых платформ отмечалось многими исследователями (Н.С.Шатским, А.Л.Яншиным, В.Д.Наливкиным, Н.Н.Ростовцевым и др.). Однако, необходимо подчеркнуть, что такое строение плит вытекает из общеисторических сочетаний геосинклинально-складчатых систем и платформ, их исторической последовательности формирования, а не из каких-

либо специфических особенностей развития молодых платформ. Плиты часто расположены в пределах внутренних частей молодых платформ и имеют ограничения, образованные выступающими геосинклинально-складчатыми комплексами фундамента. Такие плиты В.Н.Соболевская называет "огражденными" /208/.

I.4. Континентальный рифтогенез и формирование плитных комплексов

Строению современных континентальных рифтовых структур и их древних аналогов (авлакогенов, тафрогенов, схизогенов) посвящено огромное количество работ. Не меньше исследований выполнено в последние годы и по океанической рифтовой системе. Такой интерес вполне закономерен, так как рифтовые структуры континентов, как выясняется, очень широко развиты, а океаническая рифтовая система, с учетом срединно-океанических хребтов, составляет порядка 29% поверхности планеты /53/. Все больше накапливается фактов свидетельствующих о том, что геосинклинали фемического типа развития берут начало от рифтовых структур, над которыми развивались прогибы с редуцированным или отсутствующим гранитно-метаморфическим слоем /53/. В пределах океанов рифтовые зоны приурочены к центральной части срединно-океанических хребтов. Срединно-океанические хребты в ряде мест приближаются к континентальным поднятиям, где теряют свою морфологическую выраженность, но их рифтовые зоны простираются (выходят) и на континентальные поднятия.Строение рифтовых зон срединно-океанических хребтов и континентов принципиально однотипно. Обе разновидности рифтов представлены в верхней части земной коры грабенами, выполненными магматическими породами базитового ряда и регионально-выраженным уменьшением мощности земной коры (на континентах до 20-30 км). Все современные (развивающиеся) рифтовые зоны континентов и океанов характеризуются повышенным тепловым потоком. На континентах рифтовые зоны

Государственная
БИБЛИОТЕКА
СССР
им. В. И. Ленина

известны преимущественно в регионах с платформенным режимом. Причем рифтовые расколы земной коры имеют место как в пределах древних платформ, таких как Африканская, Сибирская, так и в районах молодых платформ, например, Западно-Европейской. В.Е.Хаин и Б.А. Соколов полагают, что в основании большинства бассейнов седиментации платформ имеют место рифтовые структуры /257/. Поэтому в широком смысле понятие "рифтогенез" вероятно нельзя ограничивать только формированием узких протяженных расколов и грабеновых зон. В него целесообразно включить и перестройки в верхней части литосферы, приводящие к обширным устойчивым прогибаниям больших территорий. Генетическая сторона рифтообразования рассматривалась многими исследователями. Одной из очень характерных особенностей континентальных рифтов (главным образом современных) является поднятие их прибортовых зон. В пределах этих прибортовых поднятий, как правило, выходят более древние породы, чем в целом в данном регионе. Это очень ярко видно на примере строения региона Восточно-Африканских рифтов. Например, вдоль рифта Красного моря выходят из-под платформенного чехла протерозойские кристаллические образования, борта грабенов-рифтов озер Таньганьика и Ньяса сложена на поверхности преимущественно архейскими комплексами.Борта грабенов озер Рудольфа и Найроби сложены исключительно архейскими образованиями, участками перекрытыми четвертичными базальтами. Протерозойские и рифейские образования выступают из-под палеозойского чехла Сибирской платформы и слагают борта Байкальского рифта, а на острове Ольхон в самом борте рифта в виде горста выходят даже архейские метаморфические породы. Выходы докембрийских образований в виде отдельных массивов тянутся вдоль бортов Рейнского грабена-рифта (Вогезы, Шварцвальд, Оденвальд). По-видимому аналогичное строение бортов грабен-рифтов было и в пределах Западно-Сибирской плиты в конце триасового периода. Значительным количе-

ством скважин, пробуренных в Обь-Иртышском междуречье подтверждается картина тяготения к бортам Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта выходов наиболее древних пород на поверхность доюрского фундамента. Особенно четко эта картина наблюдается для участков, где Уренгойско-Колтогорский грабен-рифт пересекает крупные антиклинорные зоны. Таков Назинско-Охтеурьевский район, Большереченская, Новологиновская, Колтогорская площади. Закономерная приуроченность выходов более древних комплексов вдоль рифтовых зон явилась аргументом для трактовки многими исследователями генезиса рифтов, как растрескивания сводовых поднятий. Описанием крупнейших континентальных грабенов рифтовой природы и механизма их образования занимались многие. Наиболее ранние упоминания о структурах, которые впоследствии стали называться рифтами, находятся у Эли де Бомона (1827). Он отметил, что долина Рейна приурочена к грабену, расположенному на своде. Сравнительный анализ Африканских грабенов и Рейнского грабена проведен Э.Зюссом (1891) и И.В. Грегори (1894). Всестороннее описание Африканских грабенов впервые было сделано Б.Виллис (1936). Касаясь механизма образования структур данного типа им разрабатывалась идея о растяжении земной коры в результате сводового поднятия, растрескивания ее и обрушения в форме грабенов.

Моделирование процессов грабенообразования на сводовых частях поднятий было осуществлено Г.Клоосом (1939). Более обстоятельное моделирование сводового поднятия с образованием системы рифтоподобных трещин предприняли И.В.Лучицкий и П.М.Бондаренко /132/, однако, как и в моделях Клооса, ими не затрагивается вопрос о вертикальных масштабах явления. Для убедительного морфологического соответствия полученных на модели трещин природным рифтам максимальная высота свода была доведена до 12 мм, что при масштабе модели 1:1000000, как было принято авторами, составляла

бы I2 км в натуре. При этом необходимо иметь в виду, что речь идет не об единичной вершине или горном хребте, который должен бы иметь такую высоту, а о целом плато-сводовом поднятии. Очевидно, что несмотря на достигнутое морфологическое сходство моделей грабенов рифтовым долинам континентов, объяснение генезиса последних растяжением на поднятие не представляется убедительным. Очень важно также, что все сводовые и другие поднятия земной коры, по данным ГСЗ, всегда отражаются (а точнее обусловлены) погружением поверхности Мохоровичича, что противоречит строению земной коры современных рифтов и палеорифтов. Процесс, приводящий к подъему и сводообразованию сопровождается генерацией только кислых и средних магм, а не основных, как это имеет место в грабен-рифтах. Формирование рифтовых впадин-грабенов В.В.Белоусовым /I6/ связывается также со сводовыми поднятием и растрескиванием земной коры, однако в той же работе В.В.Белоусов указывает на то, что сводовое поднятие, которое наблюдается в зоне Африканских рифтов и рифта оз.Байкал, способно обеспечить раздвиг всего лишь на I0% от наблюдаемого и что "в зонах рифтов на земную кору действуют какие-то особые силы растяжения" (стр.III). Такие особые силы растяжения по представлению автора могут быть созданы процессом уплотнения (фемизацией) верхней мантии и земной коры. Уплотнение приводит к большому сокращению объема коры и верхней мантии в латеральном направлении. Последнее связано с тем, что ореалы уплотнения имеют многие сотни и даже тысячи километров в поперечнике, тогда как вертикальная колонна, участвующая в этом процессе вероятно, ограничивается первой сотней километров. Для наглядности этот процесс может быть весьма условно сравнен с явлением усыхания такыров, где усыхание (уплотнение) ила приводит к появлению системы трещин. Естественно, что процесс уплотнения тектоносферы не связан с потерей массы, как это имеет место в приведен-

ном примере, а с преобразованиями химико-минералогических ассоциаций, направленными на увеличение плотности при неизменном количестве материи. Таким образом, такой процесс будет приводить с одной стороны к нисходящим движениям земной коры, а с другой к образованию зон раскола (растяжения), трассирующих полосы наибольшего проявления процесса уплотнения. Зоны растрескивания являются местом локального уменьшения литостатического давления, перехода вещества верхней мантии и базальтового слоя в расплав и подъем его /9I, 292/. На начальном периоде развития рифта (вслед за расколом) подъем масс создает восходящие движения вдоль него. Раскол, охватывая всю тектоносферу приводит также и к некоторому разуплотнению мантии за счет снятия компрессионного эффекта.

Такая в частности "призма" относительно разуплотненных мантийных пород намечается под Байкальской рифтовой зоной /I2I/, а также и под океаническими рифтовыми зонами /246/ и др. Этот эффект разуплотнения приводит к кратковременному и локальному подъему поверхностных слоев земной коры.

Таким образом, по мнению автора этих строк рифтообразование происходит не на фоне подъема свода и растрескивания его в связи с этим подъемом, а наоборот при интенсивных и очень быстротечных процессах уплотнения и нисходящих движениях, обусловленных уплотнением вещества тектоносферы, а формирование сводового поднятия вдоль рифтовых зон представляет собой вторичное явление. Динамическая картина движений при рифтогенезе, в результате которого образуются обширные седиментационные бассейны изображена на рисунке 2.

Геосинклинальный рифтогенез вероятно имеет аналогичную принципиальную схему развития, но более продолжительную стадию интенсивных нисходящих движений и растяжения земной коры.

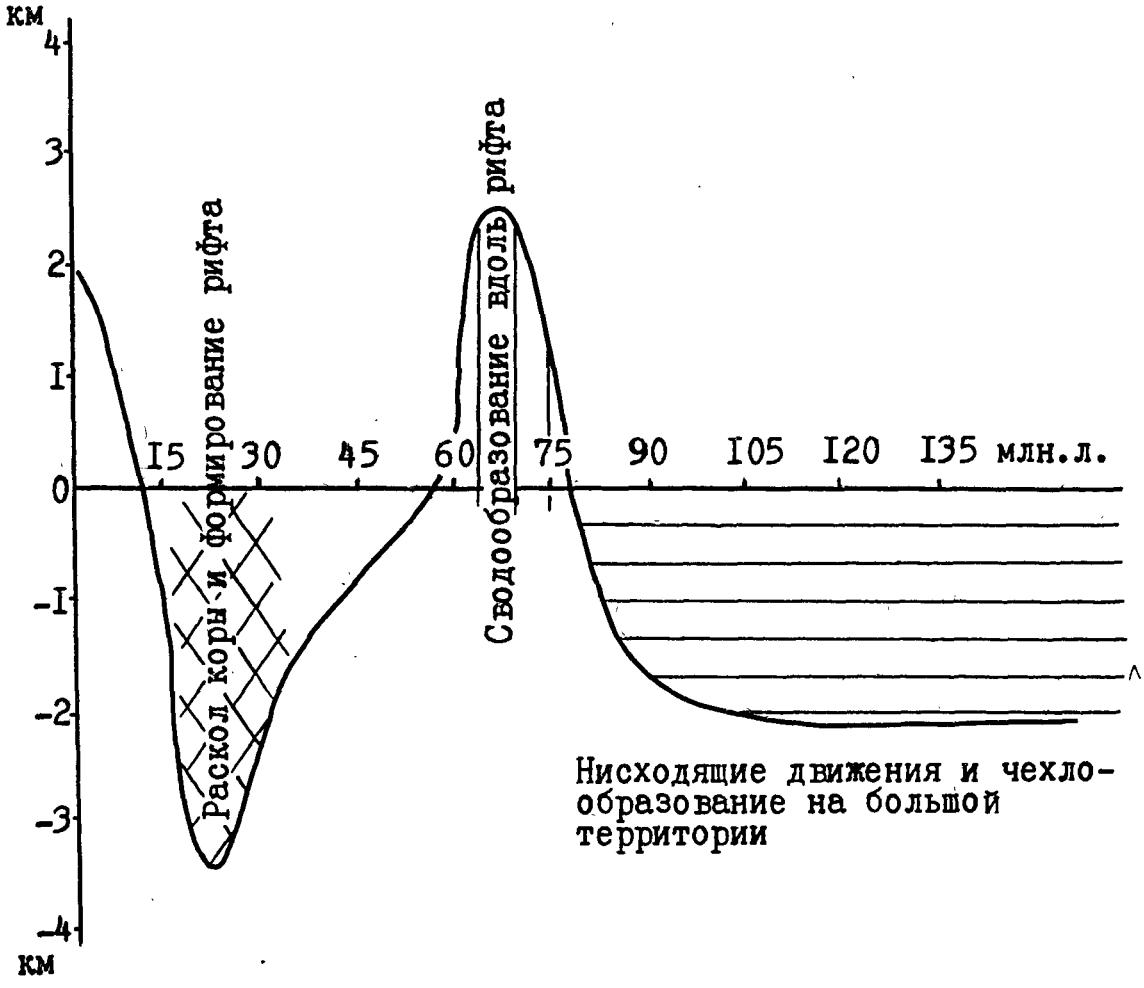


Рис. 2 ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ ДИНАМИЧЕСКАЯ СХЕМА КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ, ПРИВОДЯЩИХ К РИФТОГЕНЕЗУ И ПОСЛЕДУЮЩЕМУ ЗА НИМ ЧЕХЛООБРАЗОВАНИЮ

Составил О.Г.Жеро

ГЛАВА 2

ПРИНЦИПЫ И КОМПЛЕКС ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА И НИЖНИХ ГОРИЗОНТОВ ЧЕХЛА ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЗАДАЧАМ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Специфика строения плит молодых платформ не позволяет при их изучении применять принципы и комплексы тектонических исследований, разработанных для поисков нефти и газа на древних платформах, хотя отдельные элементы этого комплекса с некоторыми трансформациями успешно применяются при решении вопросов нефтяной геологии молодых платформ.

Формирование принципов и комплекса исследований при изучении тектоники фундамента и чехла (особенно его нижних горизонтов) плит молодых платформ базируется на работах А.Д.Архангельского, Р.Г.Гарецкого, Ф.Г.Гурари, И.В.Дербикова, А.Я.Дубинского, К.И.Микуленко, В.Д.Наливкина, И.И.Нестерова, Н.Н.Ростовцева, Т.Н.Симоненко, В.Н.Соболевской, В.С.Старосельцева, В.С.Суркова, Э.Э.Фотиади, А.Е.Шлезингера, Н.В.Шаблинской, А.Л.Яншина и многих других.

Оптимальный комплекс исследований для выяснения перспектив нефтегазоносности фундамента и нижних горизонтов чехла плит молодых платформ включает изучение: рельефа поверхности фундамента, структуры поверхности геосинклинально-складчатых образований фундамента, разломов и эпигеосинклинальных осадочных бассейнов фундамента, глубинного строения земной коры, тектоническое районирование и геологическое картирование фундамента, тектоническое районирование чехла по генезису структур и времени их формирования. Каждый вид исследований в этом комплексе сам по себе является разносторонней интерпретацией разнообразных геолого-геофизических данных, и, таким образом, изучение тектонического строения носит многоступенчатый характер.

Комплекс исследований был разработан на примере Западно-Сибирской плиты в Сибирском НИИ геологии, геофизики и минерального сырья под научным руководством и при участии члена-корреспондента АН СССР В.С.Суркова. Автор принимал непосредственное участие как в разработке комплекса, так и в его конкретном воплощении при изучении Западно-Сибирской плиты. Исключение составил рельеф поверхности доюрского фундамента, методика изучения которого разрабатывалась коллективами, исследующими строение ортоплатформенного чехла.

2.I. Структурное картирование поверхности геосинклинально-складчатых комплексов фундамента

Для плит молодых платформ характерно присутствие двух основных поверхностей раздела: кровли фундамента и поверхности геосинклинально-складчатого комплекса фундамента.

Поверхность фундамента является тектоническим разделом, обусловленным существованием плитного комплекса, а поверхность геосинклинально-складчатого комплекса фундамента представляет собой кровлю консолидированной коры. Формирование этой поверхности связано с завершением складчатости в геосинклинально-складчатых системах, образующих фундамент. Поэтому поверхность геосинклинально-складчатого комплекса часто называют кровлей складчатого фундамента. Многие исследователи именно эту поверхность считают кровлей "настоящего" фундамента. Такое определение, однако, вносит неопределенность в стратиграфический и структурный объем плитного комплекса, как моногенетического геологического тела, и, следовательно, отрицательно сказывается на стратегию целенаправленных нефтегазопоисковых работ. Изучение рельефа поверхности геосинклинально-складчатых комплексов представляет большой практический интерес для выяснения объема осадочных бассейнов фундамента и общей оценки потенциальных ресурсов углеводородов во всей осадочной

оболочке. Ортоплатформенный чехол самой крупной из плит, Западно-Сибирской, начинается юрскими отложениями, поэтому раздел чехол-фундамент чаще всего называют кровлей доюрского фундамента; этого придерживается и автор.

Поскольку геосинклинально-складчатый комплекс фундамента во многих случаях непосредственно подстилает ортоплатформенный чехол, то на таких участках кровля доюрского фундамента и поверхность геосинклинально-складчатого комплекса совпадают. Наибольшей расчлененности поверхность геосинклинального комплекса достигает в орогенный этап развития геосинклинально-складчатых систем фундамента. В дальнейшем, после пенеплинизации и начала чехлообразования /163/, строение поверхности геосинклинально-складчатых комплексов усложняется унаследованными движениями структурно-формационных зон и блоковых структур фундамента, а также движениями по вновь образованным разломам платформенного этапа развития.

Помимо тектонического расчленения поверхности фундамента имеет место эрозионное расчленение, возникшее в процессе дочехольной денудации. Анализ детальных карт поверхности доюрского фундамента Приуральской части Западно-Сибирской плиты, построенных по большому количеству скважин, показывает, что эрозионная составляющая расчлененности иногда достигает 100-200 метров, но чаще колеблется в пределах 30-80 метров.

Поверхность геосинклинально-складчатого комплекса чаще всего изучается преломленными волнами методами КМПВ, ЗПВ и ГСЗ, однако при интерпретации данных сейсморазведки возникают серьезные сложности, обусловленные большим диапазоном изменения граничных скоростей по образованиям геосинклинального комплекса. Данные по метаморфизму пород горно-складчатых областей СССР /66,80,98,130, 140,200/ показывают, что палеозойские терригенные и вулканогенные геосинклинально-складчатые образования характеризуются срав-

нительно низкими степенями метаморфизма (пренит-пумпеллитовая, реже - зеленосланцевая фации). Граничные скорости по таким образованиям редко превышают 6 км/с. Исключение составляют участки, где присутствуют карбонатные породы, граничная скорость по поверхности которых обычно больше 6 км/с. Из этого следует, что поверхность геосинклинально-складчатых образований фундаментов плит молодых платформ может иметь разные граничные скорости, причем иногда даже меньшие, чем по поверхности эпигеосинклинальных образований, если последние представлены карбонатами. Наиболее распространенные значения граничной скорости колеблются в пределах 5,4-6,2 км/с. /8I/. Помимо дифференциации граничной скорости, вызванной вещественной неоднородностью пород поверхности и анизотропии акустических свойств, обусловленной складчатостью, наблюдается значительное изменение граничной скорости по однотипным структурно-вещественным комплексам вследствие различной мощности перекрывающих их отложений чехла. Изменение скорости распространения волн в результате компрессионного эффекта, вызываемого отложениями чехла, может достигнуть, как это имеет место в условиях Западно-Сибирской плиты, 0,5-0,8 км/с, а возможно и более. Именно на такую величину возрастает скорость по поверхности глинисто-сланцевой формации верхнего девона - нижнего карбона по мере увеличения над ней мощности чехла с 2,5 км (район Колпашево) до 4,0 (район Южно-Русской площади).

Наиболее объективный материал по гипсометрии поверхности геосинклинально-складчатых образований дает бурение. В комплексе с материалами интерпретации гравимагнитных полей бурение дает возможность намечать площади развития разнотипных структурно-формационных зон и, следовательно, дифференцировать поле глубин на участки, где преломляющий горизонт поверхности фундамента проходит по геосинклинально-складчатым образованиям, а где данная гра-

ница является поверхностью эпигеосинклинальных (промежуточных) структурно-формационных зон. Информация о глубинах залегания метаморфических и интрузивных образований геосинклинально-складчатого комплекса при незначительных глубинах ее залегания (до 2 км) успешно может быть получена электроразведочными работами методом ВЭЗ. В данном случае поверхность геосинклинальных образований будет являться горизонтом с бесконечно высоким электрическим сопротивлением.

Анализ строения складчатых областей и их магнитного поля показывает, что наибольшее количество магнитоактивных тел приурочено к поверхности геосинклинально-складчатых комплексов. Аналогичное распределение такие тела имеют и в фундаменте плит. Это создает предпосылку использования массовых расчетов глубин верхних кромок магнитоактивных тел для получения информации о глубинах залегания поверхности геосинклинально-складчатого комплекса.Выбор наиболее вероятных глубин из большого числа расчетных данных целесообразно проводить путем построения вариационных кривых: глубина - количество тел. Присутствие магнитоактивных тел в разрезах эпигеосинклинальных бассейнов, что бывает достаточно часто, вносит определенные трудности в интерпретацию. На вариационных кривых возможно присутствие нескольких максимумов, соответствующих генетически различным поверхностям, к которым приурочены магнитоактивные тела. Их интерпретация возможна только с привлечением дополнительных данных (бурения, сейсморазведки, сопоставление с уже известными районами и т.д.).

Расчеты глубин до магнитоактивных масс выполняются различными методами. Практика показывает, что достаточно надежным является метод касательных и особенно его модификации, разработанные В.К.Пятницким /186/, Б.Д.Миковым /141/. При изучении строения рельефа путем расчетов до гравитирующих поверхностей,особенно

для районов, где четко проявляется блоковое строение складчатого фундамента, вычисления целесообразнее выполнять по формуле уступов, в частности, по формуле, предложенной Г.Д.Менагадзе /135/, А.Я.Ярошем /269/, или методикой, предложенной П.И.Морсиным и В.Н. Крамником /149/. При интерпретации по формуле уступов сведения о плотностях блоков могут быть получены по материалам бурения, обобщения плотностных характеристик пород в районах обрамления или анализа скоростей преломленных волн.

Кроме количественных методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий для изучения рельефа складчатого фундамента может использоваться также зависимость между напряженностью гравитационного поля и глубинами до поверхности геосинклинальных комплексов, определенными по данным бурения или на основании анализа сейсмических материалов. Как показывают исследования, такая зависимость сохраняется в пределах отдельных участков плиты, характеризующихся сходными чертами геологического строения (например глубины до поверхности однотипных структурно-формационных зон, однотипность которых доказывается комплексным анализом). При этом с целью исключения, искажающего влияния локальных аномалий, проводится осреднение гравитационного поля. Шаг осреднения определяется размерами возмущающих объектов (обычно интрузивными телами).

В общем такая зависимость, как показывают контрольные расчеты, позволяет построить рельеф поверхности геосинклинальных комплексов с погрешностью порядка 25-30%. Конечно, эти методы дают только ориентировочные данные о глубинах, но они в случае отсутствия бурения и достаточного количества магнитоактивных объектов или в дополнение к ним позволяют повысить аргументированность интерпретации сейсмических данных.

Таким образом, при построении карт поверхности геосинклина-

льно-складчатого комплекса фундамента используется самый различный по точности материал. Учитывая это, средняя квадратическая ошибка построения должна рассчитываться для отдельных районов по формуле /220/:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} W_i \cdot \varepsilon_i^2}{(n-1)\sum_{i=1}^{n} W_i}}$$

где ε_i - ошибка определения глубины залегания поверхности геосинклинально-складчатого комплекса тем или другим методом,

W_i - вес того или иного метода, зависящий от степени изученности плиты последним.

2.2. Критерии установления разломов фундамента и нижних горизонтов чехла

Системы разломов фундамента плит молодых платформ представляют собой определяющую сеть дизъюнктивов и в чехле. Движения по разломам в период формирования чехла чаще всего проявляются не столько в разрыве сплошности слоев, сколько в изменениях их мощностей, фациального состава флексурных перегибов. Велико значение разломной тектоники в процессе формирования нефтяных и газовых месторождений в чехлах молодых платформ. Многие зоны нефтегазонакопления генетически обязаны только разломам. Выяснение систем разломов фундамента совершенно необходимо для его тектонического районирования и расшифровки инфраструктуры, а последняя является основой для морфо-генетического районирования платформенного чехла.

Установление разломов в фундаменте плит молодых платформ проводится практически исключительно по данным геофизических методов. Естественно, что достоверность установления разломов наибольшая при комплексном анализе материалов различных методов и безусловно с учетом данных бурения. Теоретически диагностика раз-

ломов по геофизическим данным основана на том, что в результате движений по дизъюнктивам как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении в контакт приходят блоки, характеризующиеся различными физическими свойствами слагающих их пород. Эта физическая неоднородность фиксируется в потенциальных полях, а также в волновом поле. В ряде случаев вещественная неоднородность возникает в самой зоне разломов в результате внедрения в нее изверженных пород.

При диагностике разломов большое значение имеет анализ структур поверхности фундамента и платформенного чехла, особенно его нижних горизонтов. Резкие флексурные изгибы, линейные уступы, а в ряде случаев и сами цепи структур, свидетельствуют о наличии активных разломов фундамента.

Совершенно неотъемлемой частью комплекса исходных материалов для установления разломов и в особенности тех, которые продолжали функционировать в течении формирования чехла, являются космические снимки. Дешифрирование космических снимков с целью выявления линейных элементов ландшафтов, представляющих собой чаще всего результаты движений по разломам, дает наилучшие результаты при относительно маломощных чехлах (I-2 км) /II2/. В районах большей мощности чехла прослеживаются на снимках только наиболее крупные и активные разломы, а также системы самых молодых движений земной коры, которые создают изменения в ландшафтах, но не вносят вещественной дифференциации в строение земной коры.

Приемы геологической интерпретации геофизических данных с целью установления разломов описаны в работах И.В.Дербикова /277, 59/, Л.Я.Проводникова /I83/, Т.Н.Симоненко /205/, В.С.Суркова /48,2I7,2I8/, Н.В.Шаблинской /268-270/ и других по Западно-Сибирской плите, Г.И.Амурского /3/, А.Г.Бабаева и др./II/; А.А.Борисова /30/, Г.А.Габриелянца и А.Г.Блискавки /46/, В.Г.Коца /II6/,

В.В.Семеновича /201/, Н.Ю.Успенской /247/ - по Туранской клите.

Анализ богатейшего арсенала приемов установления разломов в фундаментах плит молодых платформ, использованных указанными выше исследователями, а также целенаправленные исследования по разработке критериев выделения разломов в складчатых и платформенных регионах, позволили В.С.Суркову и О.Г.Жеро /225/ сформулировать основные геофизические и структурные признаки присутствия разломов в фундаменте и прогнозирования их в платформенном чехле.

Выделены следующие группы признаков разломов:

I. Зоны повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести и (или) цепочки положительных аномалий магнитного поля, протягивающихся вдоль бортов крупных структурных элементов поверхности фундамента и платформенного чехла.

II. Зоны повышенных градиентов Δg и ΔT_a, разделяющих гравитационные и магнитные поля резко различного уровня и даже разного знака, приуроченные к бортам крупных структурных элементов поверхности фундамента и платформенного чехла.

Ш. Узкие полосы или цепочки положительных магнитных аномалий высокой интенсивности, совпадающие в плане с прерывистыми зонами горизонтальных градиентов силы тяжести или не имеющие визуальной связи с характером гравитационного поля; в рельефе поверхности фундамента приуроченные к бортам структур чехла.

IУ. Узкие полосы или цепочки линейных положительных гравитационных и магнитных аномалий, расположенные над прогнутыми зонами фундамента и платформенного чехла.

У. Зоны интенсивных горизонтальных градиентов силы тяжести на бортах структурных элементов поверхности фундамента, в магнитном поле, не имеющие отражения.

УI. Зоны горизонтальных градиентов магнитного поля или смены характера строения магнитного поля, не имеющие отражения в рельe-

фе поверхности фундамента и гравитационного поля.

УП. Узкие полосы или цепочки минимумов силы тяжести, соответствующие горизонтальным градиентам аномального магнитного поля или не имеющим четкого отражения в магнитном поле, совпадающие прогибу рельефа поверхности фундамента.

УШ. Зоны градиентов магнитного поля, имеющие дискордантное простирание изодинам по отношению к их общему простиранию.

IX. Положительные аномалии гравитационного и магнитного полей, осложненные внутри линейными локальными аномалиями, совпадающими в плане с зонами поднятий поверхности фундамента и горизонтов чехла.

X. Резкие общие смещения или сдвиги в конфигурации линейных гравитационных и магнитных аномалий при согласном их простирании в целом.

I и П группы признаков характеризуют глубинные разломы, как правило, разграничивающие складчатые системы разного возраста и структурно-формационные зоны, а также блоки более древних складчатостей, находящихся в пределах более молодых складчатых систем. Конкретная геологическая диагностика разломов по данным признаков возможна лишь при анализе общей региональной тектонической ситуации, с учетом материалов глубокого бурения.

Ш группа признаков отражает глубинные разломы, представляющие собой гипербазитовые пояса, насыщенные интрузиями сильно серпентизированных ультраосновных пород.

IУ группа признаков характеризует разломы рифтового генезиса, пространственное расположение которых не связано со складчатыми структурами. Эти зоны растяжения земной коры, заполненные основными породами.

У группа признаков характеризует локальные разломы, лишенные магматических тел.

Разломы, характеризующиеся УI,УП,УШ группами признаков,имеют локальные значения и связаны с возникновением резкой неоднородности в вещественном составе смежных блоков в результате вертикальных движений большой амплитуды.

IX группа признаков характеризует разломы, насыщенные преимущественно ультраосновными породами или базальтами, не подвергшимися глубокой серпентинизации.

X группа признаков связана с разломами, по которым произошли горизонтальные подвижки.

Все приводимые геофизические признаки, кроме структурных, фиксируют только смену физических свойств пород крыльев разломов и не несут информации о кинематике разломов. Особенно это касается выделения разломов, по которым горизонтальная составляющая движений во много раз превосходила вертикальную.

Установление конкретных типов разломов, в том числе и тех, по которым произошли многокилометровые горизонтальные подвижки блоков, возможно только на основе комплексного анализа геолого-геофизического материала не только по территории плит, но и их обрамлениям.

Выделение разломов, по которым произошли многокилометровые горизонтальные движения, представляет наибольшую сложность и возможно только тогда, когда будут установлены структурно-формационные зоны разного типа развития, определен возраст их формирования и характер пространственного взаиморасположения и, тем самым создана возможность сравнения крупных, региональных структур и их идентификация по обе стороны от разломов с учетом возможного возникновения новых типов структур в результате движений по разломам или разрушения имеющихся. При этом необходимо учитывать предполагаемый масштаб горизонтальных перемещений. Так, если для сдвигов амплитудой в десятки километров достаточно анализировать соотно-

шение единичных структурно-формационных зон, то при сдвигах на сотни километров соответственно надо оперировать несколькими зонами или даже целыми геосинклинально-складчатыми системами. Методологическая специфика установления горизонтальной составляющей движений по разломам путем анализа структур, разделенных разломами, несмотря на свою прогрессивность, также имеет существенные ограничения в возможности изучения этих дизъюнктивов, ибо могут быть четко выделены разломы, движения по которым произошли только после геосинклинальной складчатости. Это обстоятельство имеет большое значение для территорий с относительно молодым возрастом складчатости, например, позднепалеозойскими, очень широко развитым в пределах Западно-Сибирской плиты. Естественно, что разломы - сдвиг раннего и среднего палеозоя здесь будут затушеваны складчатыми движениями, и их установление практически невозможно.

Построение карт разломов по выше перечисленным критериям является неотъемлемой частью тектонического районирования и совершенно необходимо при ретроспективных тектонических построениях.

2.3. Критерии выделения постгеосинклинальных и орогенных осадочных бассейнов фундамента

Сведения об общем строении эпигеосинклинальных осадочных бассейнов фундамента плит, их объеме и составе пород в значительной мере базируются на данных сейсмических методов разведки. Кровля бассейнов представляет собой поверхность раздела чехол-фундамент, а подошва - поверхность геосинклинально-складчатых образований. По этим поверхностям, являющимся разделами принципиально отличных друг от друга структурно-вещественных комплексов, часто происходят резкие изменения физических свойств среды. Задача выделения осадочных бассейнов успешно решается при условии большой мощности отложений, а сами бассейны имеют значительные размеры.

Выделение эпигеосинклинальных бассейнов в составе фундамента сводится для сейсмических методов разведки к дифференциации поверхности фундамента в первую очередь по граничным скоростям. Терригенные отложения, будучи слабоизмененными или вообще не метаморфизованными, очевидно не могут иметь граничные скорости по своей поверхности более 5,4 км/с. Следовательно, участки относительно низких граничных скоростей по поверхности Ф с учетом отмеченного выше (2.I) возможного возрастания скорости при увеличении мощности чехла прямо указывают на присутствие структурно-формационных зон, сложенных осадочными породами. Однако, если эпигеосинклинальный комплекс сложен вулканогенными или карбонатными породами, то граничная скорость по их поверхности не будет практически отличаться от скорости по метаморфизованным складчатым образованиям. Геологическая интерпретация преломляющих границ в таких случаях нуждается в дополнительной информации (анализ рельефа поверхности фундамента и характера потенциальных полей). Рельеф поверхности фундамента (граница Ф) имеет полигенетическую природу: в пределах областей наиболее молодой (герцинской) складчатости основная часть структурной расчленности образована унаследованными движениями геосинклинальных структурно-формационных зон, а в районах более древних складчатостей расчленение поверхности обязано блоковым движениям. Унаследованные движения структурно-формационных зон позднепалеозойских складчатых систем и блоковые движения раннепалеозойских и позднедокембрийских складчатых систем и блоковые движения раннепалеозойских и позднедокембрийских складчатых систем проявляются в течение 200-250 млн.лет после завершения складчатости или блокообразования. В связи с этим структурно-формационные зоны орогенного этапа герцинид (краевые и межгорные прогибы, внутренние впадины) и эпигеосинклинальные унаследованно-наложенные прогибы и впадины районов

более древней консолидации в рельефе поверхности фундамента выражены всегда региональными отрицательными структурами. Поэтому районы депрессий в рельефе поверхности фундамента в сочетании с относительным снижением граничной скорости по этой поверхности являются косвенным признаком присутствия осадочного бассейна. В поле силы тяжести эпигеосинклинальные осадочные бассейны с большой мощностью существенно терригенных отложений имеют четкое отражение региональными относительными минимумами напряженности. В магнитном поле бассейны, как правило, отражаются положительными региональными аномалиями, создаваемыми магнитоактивными объектами в комплексах основания бассейнов.

Мощность дочехольных эпигеосинклинальных образований может быть получена в результате совмещения двух структурных карт: поверхности геосинклинально-складчатого комплекса и поверхности фундамента (подошвы мезозойского платформенного чехла). Разность гипсометрических отметок этих поверхностей в каждой точке дает мощность эпигеосинклинальных образований и естественно в плане площадь их развития. Достоверность полученной информации полностью зависит от точности исходных карт. Наиболее точными, как правило, являются данные о гипсометрии подошвы мезозойского чехла, поскольку раздел чехол-фундамент представляет собой главную границу в верхней части земной коры. Однако и эта граница бывает слабо изученной в районах большой мощности мезозойского чехла. Такими районами, например, являются центральная часть северной половины Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангский прогиб.

В этих районах ввиду присутствия сплошных покровов триасовых образований, тампейская серия которых представлена терригенными отложениями, слабо отличающимися по аккустическим свойствам от юрско-меловых отложений, имеется, как правило, несколько отражающих горизонтов. Установление среди них горизонта, соответству-

ющего подошве юрских отложений, затруднительно. Учитывая возраст складчатости фундамента, можно прогнозировать общий формационный состав и стратиграфический объем дочехольных эпигеосинклинальных образований, что имеет большое практическое значение для сравнительной характеристики потенциальных ресурсов нефти и газа. В районах, где геосинклинально-складчатое развитие фундамента завершилось в конце палеозоя (герциниды), домезозойские осадочные бассейны представлены только орогенным типом структурно-формационных зон; краевые и межгорные прогибы, внутренние впадины, а также структурами рифтогенеза, если таковой имел место на данной плите. Как рассматривалось в предыдущих разделах работы, формации, связанные с рифтогенезом, сложены преимущественно вулканогенными образованиями начальных фаз рифтогенеза и терригенными на последующих фазах развития этого процесса.

Эпигеосинклинальные бассейны районов более древних палеозойских складчатостей (каледонской, салаирской) помимо орогенного и рифтогенного типов структурно-формационных зон могут быть представлены квазиплатформенными унаследованно-наложенными впадинами и прогибами.

Отложения, слагающие такие впадины и прогибы, имеют как терригенный, так и карбонатный состав. Весьма распространены в них вулканогенные образования. Нередко присутствуют угленосные серии.

Районы докембрийской складчатости имеют в своем составе эпигеосинклинальные бассейны квазиплатформенного и платформенного типов. Это унаследованно-наложенные впадины, депрессии и мульды, являющиеся фрагментами платформенных палеозойских чехлов. Основными формациями, слагающими бассейны данного типа, являются карбонатная, терригенная.

Мощности формаций максимальные в структурах орогенного типа и рифтогенеза. По-видимому, они также значительны и в бассейнах

на срединных массивах.

2.4. Принципы тектонического районирования фундамента

Палеозойские складчатые пояса, представляющие основу фундамента плит молодых платформ, характеризуются большим многообразием строения. Как правило, имеет место наложение структур разного типа и этапов развития, что создает вещественную неоднородность не только в плане, но и вертикальном разрезе коры.

Движения периода молодой платформы вносят дальнейшее усложнение в многоярусно-блоковую структуру земной коры и особенно в строение ее плитного комплекса, само появление которого является принципиально новым тектоническим актом. С целью создания наиболееинформативной тектонической основы для поиска полезных ископаемых (в частности нефти и газа), учитывая сложность строения верхней части земной коры молодых платформ, необходимы тектонические построения, дающие представления об объемах и вещественном составе структурных зон, истории их развития и движений платформенного периода.

Наиболее отвечающим современным требованиям нефтяной геологии при региональных исследованиях плит молодых платформ представляется комплексное тектоническое районирование, предусматривающее: установление времени завершения складчатости геосинклинально-складчатых систем, входящих в состав фундамента плит; расчленение их на структурно-формационные зоны с учетом генезиса; выделение орогенных и постгеосинклинальных структурно-формационных зон; строение основных разделов земной коры. Такое комплексное районирование позволяет наиболее полно охарактеризовать строение верхней части земной коры во всем ее многообразии структурных ярусов. Принципы данного комплексного тектонического районирования были разработаны в 1967 году В.С.Сурковым и другими на материале со-

поставительного анализа структурно-формационной зональности складчатых областей и ее отражения в потенциальных геофизических полях, строении земной коры и морфологических особенностях. Впоследствии принципы комплексного тектонического районирования получили дальнейшую конкретизацию в работах Суркова В.С., Жеро О.Г. и других.

Используемый при комплексном районировании принцип подразделения территории по возрасту складчатости является наиболее широко распространенным. Его истоки уходят к работам Эли де Бомона середины прошлого века. Развитию данного геохронологического принципа способствовали успехи стратиграфии второй половины прошлого столетия. Однако только трудами А.Д.Архангельского, М.М.Тетяева и Н.С.Шатского принцип районирования по возрасту складчатости был разработан в его современном виде. Он применялся при составлении тектонической карт СССР (Ред. Н.С.Шатский /241/, Европы (Ред. А.А.Богданов, М.В.Муратов, Н.С.Шатский /239/ Евразии (ред. А.Л.Яншин /238/ и многих карт отдельных регионов Н.П.Херасковым /259/ были разработаны формационные критерии определения этапа завершения складчатости в связи с тем, что тектонические критерии определения возраста заключительной складчатости (угловые несогласия) не имеют регионального распространения в силу отсутствия условий широкой седиментации при восходящих движениях орогенного этапа.

Практически возраст складчатости обычно определяется по возрасту верхней молассы, формирование которой происходит в краевых прогибах и крупных внутренних бассейнах (синклинориях, межгорных прогибах). Однако нередко установление возраста складчатости производится только по соотношению геосинклинального комплекса с перекрывающими его образованиями унаследованно-наложенных впадин или даже базальных горизонтов чехла.

Принцип районирования по типу структурно-формационных зон яв-

ляется наиболее прогрессивным для создания информативных тектонических карт сложнопостроенных регионов земной коры.

Можно считать, что основоположником этого принципа районирования был еще Д.Дэна, предложивший во второй половине прошлого века выделять геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. В дальнейшем при изучении складчатых систем континентов Э.Ог, Кобер, Кэй, Обуэн, А.Д.Архангельский, В.В.Белоусов, Ю.А.Косыгин, В.Е.Хаин, А.Л.Яншин и другие исследователи существенно усовершенствовали данный принцип районирования. Ю.А.Косыгин /II4/ указывает, что любой структурный элемент осадочной оболочки, выделенный по вещественному (формационному) признаку, мыслится как некоторая ассоциация геологических (осадочных, магматических и метаморфических) формаций. На перспективность методики тектонического районирования по типам развития указывают также В.Е.Хаин /254/ и Т.Н. Спижарский /209/. Анализ и учет по возможности всей истории развития отдельных участков земной коры, а не только возраста главной складчатости, должен привести к наиболее совершенному методу тектонического районирования, а именно к районированию по типам развития земной коры, с выделением структур разного происхождения. Следовательно, представляется целесообразным выделять в составе верхней части земной коры такие зоны, которые характеризовались бы вещественным составом и строением, отвечающим определенному типу тектонического развития.

Таким образом, под районированием по типу структурно-формационных зон следует понимать не простое подразделение на структуры, сложенные той или иной формацией или их парагенезами, а в первую очередь геологические тела с конкретным типом развития, следствием которого, главным образом, и является его вещественный состав.

Как было отмечено в главе I, структурно-формационные зоны

геосинклинально-складчатого периода развития представляют собой геологические тела, сложенные набором определенных парагенетически связанных формаций и своей специфической структурой. Своими характерными особенностями структуры и состава отложений отличаются и зоны доплитного постгеосинклинального развития.

Наконец, существует категория блоковых структурных зон, формирование которых не приводит к образованию формаций, но которые также имеют свой тип развития и по этой характеристике тождественны структурно-формационным зонам.

Изучение физических свойств горных пород структурно-формационных зон палеозойских геосинклинально-складчатых систем, не перекрытых чехлом, полностью подтверждает высказанное положение.

В таблице I приведены обобщенные данные о средней плотности пород структурно-формационных зон горного обрамления Западно-Сибирской плиты, рассчитанные на основании многочисленных прямых определений, обобщенных в работах А.И.Курскеева по Казахстану, А.М.Ананьевой, Д.Ф.Уманцева, В.Н.Крамника по Уралу и Алтае-Саянской складчатой области. Средние плотности пород структурно-формационных зон одного типа развития, но разного возраста, как видно из таблицы, характеризуются близкими значениями. Зоны различного типа развития характеризуются разной средней плотностью пород, отличающейся на 0,I-0,2 г/см^3.

Достаточно резкие различия между структурно-формационными зонами намечаются и по магнитным свойствам. Особенно большое различие отмечается для антиклинорных и синклинорных зон унаследованного типа развития. Напряженность магнитного поля над синклинориями превышает эту характеристику антиклинориев на сотни и тысячи НТЛ. При тектоническом районировании фундамента плит аналогичные обобщения и расчеты должны выполняться и по фундаменту плит. В частности, для фундамента Западно-Сибирской плиты такие

расчеты выполнены В.Н.Крамником (таблица 2).

Эти данные получены путем прямых определений плотности пород по керну скважин, а также на основе расчетов с учетом установленных зависимостей между плотностью пород и скоростью распространения упругих волн, а также моделированием гравитационного аномального поля.

Приведенные данные показывают, что диапазон вариаций значений плотности структурно-формационных зон колеблется в пределах 0,0-0,15 г/см^3. Повышенной расчетной средней плотностью характеризуются структуры внутренних прогибов и впадин, развивающихся в центральных частях унаследованных синклинориев. Мощность осадочных образований здесь небольшая, поэтому общая средняя плотность таких зон до глубины 12-15 км близка к плотности синклинориев унаследованного типа.

Магнитная восприимчивость пород, структурных зон фундамента также различна. Низкой магнитной восприимчивостью характеризуются породы типа глинистых сланцев, гнейсов, песчаников, известняков, гранитов, т.е. породы, которые слагают зоны инверсионных или унаследованных антиклинориев, а также наложенных впадин (осадочные бассейны). Повышенной магнитной восприимчивостью характеризуются породы, слагающие синклинории унаследованного типа.

Таким образом, структурно-формационные зоны имеют четкую плотностную и во многих случаях магнитную дифференцированность. Это находит отражение в гравитационном и магнитном аномальных полях в виде региональных аномалий разного знака, интенсивности и простирания.

Установленные закономерности формационного состава структурно-формационных зон позволяют в сочетании с анализом потенциальных полей и небольшим интервалом разрезов, полученным в скважинах, в большинстве случаев определенно констатировать развитие той или

Таблица I

Средние плотности (г/см^3) пород структурно-формационных зон горного обрамления Западно-Сибирской плиты (по В.Н.Крамнику)

Складчатые системы	Антиклинории		Унаследованные синклинории	Срединные массивы (вулканогенно-осадочные чехлы)	Впадины и прогибы
	Унаследованные	Инверсионные			
Уральская	2,64	-	2,76	-	-
Центрально-Казахстанская	2,66	-	2,75	-	2,56
Центрально-Западно-сибирская (Обь-Зайсанская)	-	2,63	-	2,69	-
Алтае-Саянская область	2,7I	2,69	2,73	2,73	2,68
Енисейская	-	2,7I	2,76	-	-
Средние плотности зон	2,68	2,67	2,75	2,7I	2,62

Таблица 2

Средние плотности (г/см^3) пород структурно-формационных зон фундамента Западно-Сибирской плиты (по В.Н.Крамнику)

Складчатые системы под чехлом Западно-Сибирской плиты	Антиклинории		Синклинории	Срединные массивы	Впадины и прогибы	Рифты
	Унаследованные	Инверсионные	Унаследованные			
Уральская	2,66	-	2,73	-		
Центрально-Казахстанская	2,66	-	2,7I	-		
Центрально-Западно-Сибирская	-	2,68	-	2,70		
Триасовые грабен-рифты (рифтовая ассоциация)						2,80
Эпигеосинклинальные бассейны Салаирско-Кузнецко-Алатаусской системы					2,65	

иной группы формаций, прогнозировать структурные зоны.

Наряду с данными бурения и геофизическими признаками для плит молодых платформ имеется также структурный критерий прогноза структурно-формационных зон под платформенным чехлом. Структуры первого и второго порядков платформенного чехла унаследуют структурные зоны фундамента, о чем шла речь ранее (глава I). Таким образом, зная строение чехла по ряду опорных горизонтов, можно в первом приближении также прогнозировать типы структурно-формационных зон фундамента, что при использовании более широкой геолого-геофизической информации позволяет обоснованно судить о типе структур фундамента.

Структурно-формационные зоны фундамента отражаются в потенциальных полях в более общем виде в результате значительной удаленности их от точек наблюдения. Исследования показали, что наблюдается постепенное увеличение средней плотности осадочного мезозойско-кайнозойского чехла от обрамлений к районам увеличенной мощности. Следовательно, платформенный чехол в случае отсутствия резких изменений мощности не оказывает сколько-нибудь существенной роли на локальную дифференциацию аномального поля силы тяжести, и аномалии обусловлены структурно-формационной зональностью складчатых систем фундамента аналогично аномалиям над структурными зонами обрамлений. Такая же картина наблюдается и на подавляющей части Туранской плиты /I3,I4/.

В результате анализа отражения структурно-формационных зон открытых районов в аномальных гравитационном и магнитном полях и аналогичных аномальных зон в пределах плит с учетом структуры поверхности фундамента можно сформулировать ряд признаков структурно-формационных зон для их диагностики в условиях ограниченного количества материалов. В таблице 3 приводятся такие признаки, разработанные для районирования фундамента Западно-Сибирской плиты.

Таблица 3

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ Составили: В.С.Сурков, О.Г.Жеро

Тектонические этапы развития земной коры	Типы структурно-формационных зон	Общая геологическая характеристика	Размеры: ширина-числитель, длина-знаменатель в км	Средняя плотность пород до глубины 15км в г/см³	Относительная характеристика гравитационного аномального поля	Средняя магнитная восприимчивость пород 10^{-6}СГС	Характеристика аномального магнитного поля	Особенности глубинного строения	Выраженность в рельефе поверхности фундамента и граничные скорости на этой поверхности в км/с	Форма отражения в структуре чехла плит молодых платформ
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Геосинклинально-складчатый	Эвгеосинклинальные унаследованные мегасинклинории и синклинории	Линейные структурно-формационные зоны складчатых систем, характеризующиеся резким прогибанием на начальной стадии их формирования (стадии рифтогенеза) и интенсивным базальтоидным магматизмом. Типичны спилит-кератофировая, базальт-андезитовая, базальт-андезит-дацитовая вулканогенные формации, и габбро-плагиогранитовые серии. Ограничения как правило, дизъюнктивные. Рифтовый комплекс основания таких зон и глубинные разломы, по которым происходило поступление основных магм на этапе орогенеза при складчатости и метаморфизма образуют структуры офиолитовых поясов.	50-150 / 400-1000	2,74-2,78	Зоны линейных положительных аномалий	1000-1500	Зоны линейных положительных аномалий	Уменьшение мощности гранитно-метаморфического слоя до 10-15км	Зоны прогибов, $V_г$ - 5,2-6,5	В виде мегасинклиналей, синклиналей

Продолжение таблицы 3

I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II
Геосинклинально-складчатый	Унаследованные мегантиклинории и антиклинории	Линейные структурно-формационные зоны складчатых систем, характеризующиеся устойчивой тенденцией относительного поднятия на протяжении геосинклинального этапа и интенсивного поднятия орогенного. Специфичны многочисленные перерывы в осадконакоплении, размывы, выходы наиболее древних гранитно-метаморфических комплексов в осевой части структур. Магматизм существенно кислый.	50-I00 / 500-I000	2,67-2,69	Зоны линейных отрицательных аномалий	I00-300	Зоны линейных отрицательных аномалий. К интрузиям гранитоидов могут быть приурочены локальные максимумы	Увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя до 20 25км	Зоны линейных поднятий, $V_г$-5,0-6,0	В виде мегантиклиналей и антиклиналей
	Многогеосинклинальные инверсионные мегантиклинории и антиклинории	Линейные структурно-формационные зоны складчатых систем, возникающие в процессе инверсии многогеосинклинальных прогибов, характеризующиеся, слабой внутренней формационной дифференциацией, интенсивной складчатостью, метасамотической гранитизацией. Часто при малой амплитуде инверсии зоны сохраняют общее доинверсионное синклинорное строение.	50-I50 / 450-750	2,67-2,68	Зоны линейных отрицательных аномалий.	50-300	Зоны линейных отрицательных аномалий, иногда осложнённых положительными аномалиями над гранитами	Увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя до 20-25км и более	Зоны линейных поднятий, $V_г$-5,2-5,6	В виде линейных поднятий (мегантиклинали, антиклинали)
	Многогеосинклинальные унаследованные синклинории	Линейные структурно-формационные зоны, сложенные как и инверсионные антиклинории глинистыми образованиями, но не претерпевшими инверсии.	30-I00 / 250-500	2,66-2,68	Зоны отрицательных аномалий	0-200	Зоны преимущественно отрицательных аномалий	В глубинной структуре земной коры не имеют чёткой выраженности	Зоны прогибов $V_г$-52-60	В виде синклиналей

I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II
Геосинклинально-складчатый	Горст-антиклинории, блоки, глыбы	Фрагменты древних складчатых систем выступающие в ядерной части крупных антиклинорных зон или в виде горстов, осложняющих синклинории. Магматизм кислый. Ограничения исключительно дизъюнктивные.	I0-20 / 50-I00	2,75-2,80	Зоны положительных аномалий	I00-500	Зоны положительных и отрицательных аномалий	Увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя и всей коры	Зоны линейных поднятий $V_г$-5,2-6,5	В виде линейных поднятий
	Срединные массивы	Относительно стабильные фрагменты складчатых систем более древних, чем вмещающие массив геосинклинальные системы. Массивы, разделяющие геосинклинально-складчатые системы имеют большие размеры и, как правило, не изометричны, массивы в составе одной системы имеют относительно небольшие размеры и более изометричны. Массивы имеют двухъярусное строение: складчатое или кристаллическое основание и чехол, синхронный эпохе максимального прогибания в окружающих или вмещающих геосинклиналях	Форма и размеры различны	2,73-2,75	Зоны повышенной напряженности Простирание аномалий соответствует стр структурам основания массивов	0-500	Зоны слабоположительных и отрицательных аномалий	Мощность земной коры различна и часто близка к средней	В рельефе поверхности фундамента развиты выступы и впадины часто изометричные $V_г$-4,8-5,9	В виде сложно построенных синеклиз крупных прогибов
	Краевые прогибы	Линейные структуры, возникающие в зоне сочленения складчатых систем и прилегающих к ним регионов более ранней консолидации. Выполнение молассовое. Полностью или частью наследует перикратонные прогибы платформ и остаточные прогибы краевых многеосинклиналей.	50-I00 / 400-I000	2,66-2,68	Зоны отрицательных аномалий для прогибов с большой мощностью молассовых образований.	0-500	Зоны положительных и отрицательных аномалий	Уменьшение мощности земной коры	Зоны линейных прогибов $V_г$-4,9-5,2и более в случаях присутствия вулканитов	В виде зон прогибов
	Внутренние межгорные прогибы и впадины	Линейные структурно-формационные зоны инверсионного типа геосинклинально-складчатых систем, возникшие в орогенный этап на месте интрагеосинклинальных поднятий	50-I00 / 500-I000	2,73-2,75	Зоны положительных аномалий	I00-I500	Зоны преимущественно положительных аномалий	Уменьшение гранитно-метаморфического слоя	Зоны линейных прогибов $V_г$-4,8-5,7	В виде синклиналей и впадин

Продолжение таблицы 3

I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
Полуплатформенный	Унаследованно-наложенные и наложенные прогибы и впадины.	Отрицательные структурно-формационные зоны районов завершенной складчатости, характеризующиеся осадочным или вулканогенно-осадочным выполнением переменной иногда большой мощности. Степень унаследованности структур основания этими зонами уменьшается по мере увеличения интервала времени между завершением складчатости и образованием зон.	50-200 / 200-400	2,65-2,67	Зоны отрицательных аномалий при отсутствии значительных объёмов карбонатов и вулканитов	300-500	Зоны положительных аномалий в случаях широкого развития вулканитов	Уменьшение мощности гранитно-метаморфического слоя и коры в целом	Зоны впадин $V_г$-4,9-6,0	В виде впадин со слабой степенью унаследования
	Поднятия и выступы	Положительные структурные зоны, разделяющие унаследованно-наложенные и наложенные впадины и прогибы. Характеризуются устойчивой тенденцией к поднятию, интенсивной эродированностью. Вулканизм щелочного ряда	50-200 / 200-400	2,73-2,75	Зоны положительных аномалий с резкой дифференциацией поля внутри зон	I00-I500	Зоны положительных и отрицательных аномалий разной дифференциации	Увеличение мощности базальтового слоя и всей коры	Зоны поднятий $V_г$-5,2-6,5	В виде сводов
Рифтовый	Грабен-рифты.	Линейные, узкие, ограниченные дизъюнктивами отрицательные зоны связанные с глубинными расколами и раздвигами земной коры. Рифтовый комплекс образован базальтоидами, грабеновый, залегающий над рифтовым, эффузивными осадочными образованиями.	40-80 / 200-I000 и более	2,75-2,76	Зоны линейных положительных аномалий	300-500	Зоны линейных положительных аномалий	Сокращение мощности земной коры, полная редуцированность гранитно-метаморфического слоя	Зоны прогибов $V_г$-4,6-6,8	В виде желобов

По-видимому, данные признаки могут быть применены и для районирования фундамента других молодых плит.

Структурно-формационное районирование предусматривает не только качественную, но и количественную характеристику структурно-формационных зон, в частности определения их плотности и объема.

Для целей получения объемной характеристики структурно-формационных зон целесообразно, как это было сделано для Западно-Сибирской плиты, составление геолого-плотностных моделей земной коры.

При подборе геолого-плотностной модели и построения разрезов земной коры принималось, что земная кора трехслойная и состоит из базальтового, гранитно-метаморфического и осадочного слоев.

При построении моделей учитывались данные ГСЗ, а также соблюдалось соответствие рассчитанного от геолого-плотностной модели гравитационного поля наблюденному и изостатическое равновесие блоков литосферы.

Построение моделей из-за большого числа не известных параметров представляет определенные трудности в связи с невозможностью применить аналитические расчеты с использованием известных систем управления.

Эта задача решалась методом расчетов с трехмерной палеткой К.Ф.Тяпкина в варианте, когда тело апроксимируется горизонтальными цилиндрами /245/[ж]. На основе имеющихся геолого-геофизических данных, а также общих представлений о геологическом строении региона, составлялись первичные (приближенные) геологические разрезы земной коры вдоль профилей ГСЗ, которые затем трансформировались в плотностные модели с использованием данных непосредственных определений плотности в образцах верхней части коры, а

ж Расчеты моделей по Западно-Сибирской плите выполнены В.Н.Крамником.

также зависимостей между скоростью распространения упругих волн и плотностью пород.

Было принято, что плотностные разрезы целесообразно строить до глубины 100 км, т.е. до глубины предполагаемого изостатического выравнивания.

Плотностная модель земной коры с помощью палетки подбиралась до удовлетворительного совпадения рассчитанных аномалий с наблюдениями.

Геолого-плотностные модели земной коры, составленные вдоль профилей ГСЗ, могут служить опорными для геолого-плотностных моделей, не совпадающих с сейсмическими профилями, построение которых диктуется необходимостью получения общей пространственной системы разрезов. Каждая из намеченных структурно-формационных зон должна быть пересечена как минимум двумя расчетными профилями. Такое моделирование земной коры Западно-Сибирской плиты при разработке принципов районирования подтверждают высказанное нами ранее /48/ положение, что локальная дифференциация гравитационного поля на зоны максимумов и минимумов обусловлена практически только объектами верхней части земной юры до глубины порядка 15 км, т.е. структурно формационной зональностью фундамента, созданной последним тектогенезом.

Таким образом, методика моделирования земной коры позволяет количественно охарактеризовать главные структурные зоны фундамента.

Районирование по особенностям структуры глубинных слоев земной коры (мощности, соотношению структур поверхностей раздела, скорости упругих волн) в последнее время приобретает все большее значение для региональных исследований.

Пока еще нет четких представлений о роли тех или иных особенностей глубинного строения земной коры на формирование поверх-

ностных структур, но связь глубинных и поверхностных региональных структур просматривается достаточно отчетливо, что создает предпосылки использования данных о глубинном строении для прогноза общей региональной структуры верхней части земной коры, а следовательно и для целей нефтяной геологии.

По данным ГСЗ, а также расчетам, опирающимся на теорию изостазии как для горно-складчатых сооружений, так и для плит молодых платформ, возможно с определенной степенью достоверности выяснить следующие особенности глубинной структуры земной коры и подкорового слоя.

I. Структуру основных разделов земной коры.

2. Относительное изменение плотности пород подкорового слоя.

3. Относительное изменение плотности пород нижней части коры и основания геосинклинально-складчатых систем.

4. Общую мощность консолидированной коры и соотношения мощностей гранитно-метаморфического и базальтового слоев в пределах крупных элементов складчатых систем.

Наиболее распространенным принципом районирования по современной структуре земной коры является выделение районов, характеризующихся спецификой соотношения мощности гранитно-метаморфического и базальтового слоев и соотношением региональных структурных форм границ земной коры и поверхности гранитно-метаморфического слоя.

Методика изучения внутреннего строения земной коры с использованием данных ГСЗ и гравиметрии на основе теории изостазии применительно к равнинным условиям Западно-Сибирской плиты разработана В.С.Сурковым и В.Н.Крамником.

2.5. Геологическое картирование поверхности фундамента

Как известно, основной формой регионального геологического

изучения любой территории является геологическое картирование. Однако геологическое картирование осадочных бассейнов и тем более складчатых комплексов, перекрытых мощными чехлами рыхлых отложений, существенно отличается от картирования открытых регионов.

Принципиальным методическим отличием геологического картирования поверхности фундамента плит молодых платформ от картирования открытых регионов заключается в том, что опережающей формой исследования является тектоническое районирование по типам структурно-формационных зон /75/.

Необходимо подчеркнуть, что практически во всех случаях региональная геологическая карта поверхности фундамента будет только схематической, а точнее прогнозной, так как ни для одной плиты нет достаточного количества точек наблюдения по скважинам, нет и сводных стратиграфических разрезов отложений, слагающих изучаемую поверхность, необходимых для применения обычных методик картирования.

В основе геологического картирования поверхности фундамента плит молодых платформ лежит комплексная геологическая интерпретация данных геофизических методов разведки, космических съемок и бурения с учетом закономерностей строения открытых регионов, где выходят на поверхность структурно-формационные зоны складчатых систем фундамента.

Таким образом, основной задачей геологической интерпретации геофизических данных для построения геологической карты поверхности фундамента является выделение и оконтуривание различного типа структурно-формационных зон и блоковых структур.

Для этой цели производятся трансформации потенциальных полей, позволяющие исключить из суммарных полей эффекты от известных геологических тел и получить остаточные поля, более полно характеризующие исследуемые объекты. Наиболее распространенными

и апробированными видами трансформации полей для изучения геологического строения фундаментов плит молодых платформ являются: исключение из наблюденного поля силы тяжести влияния осадочного чехла плит и глубинных границ земной коры, а также влияния эпигеосинклинальных бассейнов. Пересчеты в верхнее полупространство магнитного поля для территорий, резко различающихся между собой по глубинам залегания магнитовозмущающих объектов кровли фундамента.

Анализ пространственной взаимосвязи структурно-формационных зон, выявленных под осадочным чехлом в совокупности с данными по обрамлению, непосредственно примыкающему к плитам, в случае их непосредственной связи, позволяет наметить границы разновозрастных складчатых систем. Значительная протяженность складчатых систем, исчисляемая многими сотнями километров, практически исключает их полное перекрытие платформенными чехлами молодых плит, и всегда имеются участки выхода этих систем в открытых регионах. Последнее в значительной мере облегчает выяснение возраста складчатости и закономерностей распространения основных стратиграфо-формационных комплексов в пределах развития чехла плит. Одним из важных критериев выделения структурно-формационных зон в фундаменте является тектоническое строение чехла, имеющего в пределах молодых платформ высокую степень унаследования структур от структурно-формационных зон фундамента. Антиклинорным зонам фундамента и, следовательно, выходам на его поверхность более древних отложений, чем в соседних синклинорных зонах, в чехле соответствуют протяженные валообразные положительные структуры второго порядка. Синклинорным зонам фундамента и развитию в их пределах более молодых образований в чехле соответствуют также отрицательные протяженные структуры. Характер распространения основных стратиграфических комплексов и формаций в пределах открытых уча-

стков складчатых систем в совокупности с выясненным общим региональным тектоническим строением фундамента в пределах закрытой территории и материалами бурения представляется возможным наметить предполагаемые контуры развития тех или иных образований на поверхности фундамента. Совершенно естественно, что необходимо учитывать степень эродированности закрытой территории, которая не во всех случаях меньшая, чем в открытых районах.

Данные бурения, которые непрерывным потоком поступают в процессе интенсивно ведущихся нефтепоисковых работ, а в последнее время по Западно-Сибирской плите и в результате специального параметрического бурения, направленного на изучение доюрских комплексов, позволяют проводить вещественную конкретизацию аномалеобразующих объектов при геологической интерпретации геофизических материалов, устанавливать относительный возраст структурно-формационных зон, их формационный состав и являются материалом для сопоставительного анализа вещественного состава вскрытых пород с образованиями открытых территорий обрамления плиты.

Важную информацию для геологического картирования поверхности фундамента дает сейсморазведка преломленными волнами. Граничная скорость по поверхности фундамента изменяется в значительной степени от плотности пород, выходящих на эту поверхность. Это обстоятельство дает возможность трассирования полей пород того или иного вещественного состава. Однако для более уверенной геологической интерпретации необходимо в каждом районе иметь данные бурения, конкретизирующие состав пород аномальных зон граничных скоростей.

Необходимо особо остановиться на радиологическом определении возраста базальтоидов рифтового комплекса. Многочисленные определения, выполненные в разных лабораториях, дают, как правило, разнящиеся результаты, чаще всего в сторону значительного

удревнения пород, о чем можно судить по палинологическим данным, полученным при исследовании перемежающихся с базальтами осадочных пород. Вероятно это обусловлено в первую очередь активной гидротермальной деятельностью рифтовых зон, что отчетливо фиксируется при микроскопическом изучении базальтов и долеритов из этих зон /74/.

Геологическая интерпретация аномалий магнитного и гравитационного полей от интрузивных тел в тех случаях, когда эти тела не вскрыты скважинами, проводится согласно методикам, разработанным в учебных пособиях, по трансформированным картам полей. При решении вопросов и глубине залегания тел необходимы расчеты до магнитоактивных и гравитирующих объектов, что позволяет судить о возможности выхода данных тел на поверхность фундамента.

Применительно для условий геологического строения фундамента Западно-Сибирской плиты геолого-геофизические признаки распространения наиболее крупных структурно-формационных образований сведены в обобщающую таблицу 4.

Эти признаки легли в основу построения схематической геологической карты поверхности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты масштаба I:I500000, генерализованный вариант которой приведен на приложении 3.

Методика геологического картирования гетерогенного фундамента Западно-Сибирской плиты, опирающаяся на структурно-формационную зональность и закономерности строения этих зон, как показывают последующие буровые работы, дает возможность создания карт, подчеркивающих главные черты строения, что необходимо для металлогенических прогнозов и оценки потенциальных ресурсов нефти и газа.

Таблица 4

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ РАЗВИТИЯ ОСНОВНЫХ ГРУПП ФОРМАЦИЙ И ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ НА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Группы формаций и интрузивных комплексов	Состав пород по материалам бурения и аналоги этих пород в обрамлении плиты	Структурно-формационные зоны в которых распространен данный тип пород и рельеф поверхности фундамента.	Характеристика гравитационного поля, соотношение его с рельефом поверхности фундамента *	Характеристика магнитного поля	Граничная скорость упругих волн в км/с	Распространение в пределах Западно-Сибирской плиты. Расположение регионов на рис.
I	2	3	4	5	6	7
Группа геосинклинальных формаций	Кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-углистые, слюдяные, кварц-полевошпатовые, и другие сланцы высоких ступеней метаморфизма. Аналогичны докембрию Урала и нижнему палеозою Центрального Казахстана.	Антиклинории унаследованного типа. Зоны поднятия.	Зоны отрицательных аномалий. Соотношение обратное	Зоны преимущественно отрицательных аномалий или положительных малой напряженности	5,0-6,0	Приуральский, Приказахстанский, Салымский, Уват-Хантымансийско-Ямальский регионы.
	Филлиты, глинистые сланцы. Аналогичны девонско-нижнекаменноугольным сланцам Томь-Колыванской и Калба-Нарымской складчатым зонам.	Антиклинории инверсионного типа. Зоны поднятий.	Зоны отрицательных аномалий. Соотношение обратное	Зоны преимущественно отрицательных аномалий.	5,0-5,5	Центрально-Западносибирский регион.
	Карбонатные породы, вулканогенно-осадочные и осадочные терригенные породы средних, степеней метаморфизма. Аналогичны позднему докембрию Енисейского кряжа, позднему докембрию и нижнему палеозою Кузнецкого Алатау.	Горст-антиклинории, горстовые поднятия. Зоны поднятий.	Зоны положительных аномалий. Соотношение прямое	Зоны положительных и отрицательных аномалий.	5,5-6,5	Приенисейский, Приалтаесаянский, Салымский, Приказахстанский регионы.
	Метаморфизованные терригенные породы, эффузивы разного состава. Аналогичны среднему палеозою Урала, нижнему среднему палеозою Казахстана.	Синклинории унаследованного типа. Зоны прогибов.	Зоны положительных аномалий. Соотношение обратное	Зоны положительных аномалий	5,0-6,5	Приуральский, Салымский, Приказахстанский регионы.
Группа эпигеосинклинальных формаций	Песчано-глинистые породы, эффузивно-осадочные и вулканогенные образования часто красноцветные. Аналогичны среднепалеозойским образованиям унаследованно-наложенных впадин Алтае-Саянской области и Казахстана.	Унаследованно-наложенные впадины и прогибы. Орогенные межгорные прогибы. Зоны прогибов.	Зоны положительных аномалий или отрицательных при большой мощности терригенных пород Соотношение соответственно обратное и прямое	Зоны преимущественно положительных аномалий.	4,5-5,2	Приалтаесаянский, Приказахстанский регионы.
	Карбонатные породы и карбонатно-вулканогенные образования.	Прогибы на срединных массивах и устойчивых глыбах, домолассовые комплексы краевых прогибов. Зоны прогибов.	Зоны положительных аномалий. Соотношение обратное	Зоны переменного поля.	5,5-6,5	Уват-Хантымансийско-Ямальский, Приуральский, Притаймырский регионы.

Продолжение таблицы 4

I	2	3	4	5	6	7
Группа эпигеосинклинальных формаций	Эффузивы основного состава и эффузивно-осадочные породы, песчано-глинистые породы, часто красноцветные. Аналогичны каменноугольным и верхнепалеозойским образованиям Урала и Центрального Казахстана.	Краевые прогибы унаследованно-наложенные впадины Зоны прогибов.	Зоны положительных аномалий. Соотношение обратное.	Зоны преимущественно положительных аномалий.	4,5-5,2	Приуральский, Приказахстанский, Салымский регионы.
	Базальты, пирокластические и песчано-глинистые породы. Аналогичны триасовым образованиям Челябинского грабена и Кузнецкого прогиба.	Грабены, грабен-рифты, унаследованно-наложенные впадины, синклинории, межгорные прогибы. Зоны прогибов.	Зоны положительных аномалий. Соотношение обратное.	Зоны положительных аномалий.	5,0-5,5	Все регионы плиты.
Группа платформенных формаций	Известняки и песчано-глинистые породы. Аналогичны нижне-среднепалеозойским отложениям Сибирской платформы.	Фрагменты чехла Сибирской платформы. Моноклинальный склон осложненный впадинами.	Зоны относительного понижения напряженности поля. Соотношение прямое.	Зоны переменного поля.	4,5-5,0	Приенисейский регион.
Магматические интрузивные комплексы	Граниты, гранодиориты.	Батолиты сосредоточены в зонах поднятий.	Отрицательные изометричные аномалии. Соотношение обратное.	Отрицательные изометричные аномалии. Над гранодиоритами положительные.	5,2-5,7	Все регионы плиты.
	Диориты, габбро.	Массивы сосредоточены в зонах прогибов.	Положительные изометричные аномалии. Соотношение обратное.	Положительные изометричные аномалии.	5,5-6,0	Все регионы плиты.
	Дуниты, перидотиты, серпентиниты.		Положительные линейные аномалии Над серпентинитами пониженное поле.	Положительные линейные аномалии.	5,0-6,5	Все регионы плиты.

* Под соотношением рельефа поверхности геосинклинально-складчатого комплекса и гравитационного поля понимается характер отражения в поле силы тяжести структурно-формационных зон или блоковых структур, создающих при своих движениях определенные формы рельефа. Прямое соотношение: поднятию в рельефе фундамента соответствует положительная аномалия силы тяжести, прогибу - отрицательная. Обратное соотношение: поднятию в рельефе фундамента соответствует отрицательная аномалия силы тяжести, прогибу - положительная.

2.6. Принципы тектонического районирования плитного комплекса

Структурные формы мезозойско-кайнозойских отложений молодых платформ представляют собой главное звено в процессе нефтегазонакопления, в связи с чем основной формой их изучения является структурное картирование. Как правило, в составе плитного комплекса имеются опорные литолого-стратиграфические горизонты-реперы, которые успешно картируются теми или иными геофизическими методами разведки (чаще всего сейсмическими методами, обеспечивающими достаточно высокую точность построений). Структурное картирование позволяет изучить геометрию дислокаций, что является совершенно необходимым на этапе поисков и разведки залежей, оценки запасов, расстановки эксплуатационных скважин и т.д. Однако структурные карты не дают сведений о генезисе структур, природе тектонических движений структурообразования, а следовательно о динамической обстановке, имеющей также большое значение для образования залежей. Эти сведения важны для выбора и обоснования эффективных направлений поиска, особенно в нижних горизонтах чехла, влияние структур фундамента на которые было максимальным.

Тектоническое районирование чехла обычно проводят на основе региональных структурных карт. Особое внимание при этом уделяется морфологии структур, их размерам. Так, для Западно-Сибирской плиты составление тектонических карт чехла базируется на классификацию структур, предусматривающую выделение надпорядковых структурных элементов (площадью более 100 тыс.км^2) и трех порядков более мелких структур: первый порядок от 6-10 до 60-100 тыс. км^2, второй порядок от 250 км^2 до 6 тыс.км^2 и третий порядок площадью менее 250 км^2 /191/. Составленные на морфологической основе тектонические карты сыграли чрезвычайно большую положи-

тельную роль в деле изучения строения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. Однако изначально ведущие ученые-нефтяники Западной Сибири В.Д.Наливкин, Н.Н.Ростовцев, Ф.Г.Гурари и др. /192,193/, отмечая формалистические черты такой классификации, акцентировали внимание на необходимость внесения в районирование платформенных структур элементов их генезиса. В конце шестидесятых годов появляются тектонические карты, учитывающие временные аспекты и динамику формирования наиболее многочисленного класса локальных структур. Это направление привело к разработке специальной методики изучения развития структур, которая в сочетании с принципами морфологической классификации позволяла составлять высоко информативные тектонические карты /55,240/. Однако и данная методика не предусматривает подразделение структур по их генезису. Исследованиями многих, в том числе и автора, на примере Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит, а также в процессе анализа материалов по плитам других континентов, было доказано, что структурообразование в чехлах молодых платформ происходит в результате постумных движений структурно-формационных зон фундамента /33,47,48,118,119,125,194,208,238 и др./

Таким образом, генезис платформенных структур, динамики их формирования, охват того или иного стратиграфического объема чехла и другие черты строения обусловлены спецификой движений зон фундамента.

Следовательно, принцип морфоструктурного тектонического районирования платформенного чехла молодых платформ может быть дополнен генетическим фактором, учитывающим взаимосвязь структур чехла и фундамента. Необходимо еще раз подчеркнуть, что речь идет об унаследовании в чехле не локальных складок фундамента, а его структурно-формационных зон, таких как антиклинории, горст-антиклинории, синклинории, межгорные прогибы унаследованно-нало-

женные впадины, грабен-рифты и другие, которые формируют в чехле структуры первого и второго порядков, определяющие облик тектоники чехла. Локальные структуры формируются частями (блоками) структурно-формационных зон фундамента, и хотя движения этих блоков подчинены в целом общим закономерностям унаследованных движений, конкретные формы проявления этих движений могут существенно отличаться, что порой создает впечатление об "отсутствии" генеральных закономерностей. Таким образом, морфогенетическое районирование должно базироваться на сопоставлении структур фундамента и чехла одного ранга, а именно структур первого и второго порядка чехла со структурно-формационной зональностью фундамента. Для сопоставительного анализа структур чехла и структурно-формационных зон фундамента детальные структурные карты опорных горизонтов, как правило, требуют генерализации, задачей которой является выделение структурных зон чехла, отвечающих структурно-формационным зонам фундамента.

Любая задача генерализации исследуемого поля сводится к удалению из имеющихся информаций той части, которая в данном конкретном случае является излишней (помехой), т.е. требуется в данном случае разделить структурное поле на составляющие. При разделении суммарных полей на составляющие обычно используют как линейные, так и нелинейные методы, точность которых зависит от выбора величины интервала усреднения ("окна") и шага сглаживания. В последнее время широкое применение находят методы математического описания. Эффективность аналитического представления изучаемых полей, в том числе и для случая решения задач по определению региональных составляющих, показана Е.В.Еханиным и В.П.Жадновой /67/. Сопоставительный анализ генерализованных структурных карт с тектоническим районированием фундамента по типам развития структур позволяет установить районы структур чехла с различным

генезисом.

Ранее (раздел 2.4.) отмечалось, что структурно-формационные зоны фундамента имеют вполне определенные тенденции движений и временные пределы их проявления. В связи с этим морфогенетическое районирование плитного комплекса может быть дополнено данными о продолжительности формирования тех или иных групп структур чехла. Эти данные создают предпосылки выделения районов с погребенными структурами, т.е. такими, которые присутствуют в нижней части разреза чехла.

Плиты молодых платформ по особенностям связи структур фундамента и платформенного чехла принципиально отличны от древних платформ. Естественно, что и наименование структур их чехла также должна быть отличной от применяемой для древних платформ. В частности, в определении структур целесообразно отражение их генетической обусловленности от структурных зон фундамента. Опыт отражения в таксономии структур взаимосвязи структур чехла и фундамента впервые был проведен А.Л.Яншиным и Р.Г.Гарецким для линейных поднятий в чехле Туранской плиты, которые они классифицировали как: мегантиклинали, антиклинали, мегасинклинали, синклинали. Эти термины целесообразно сохранить для платформенных структур, наследующих геосинклинально-складчатые структуры фундамента (антиклинории, синклинории, краевые и межгорные прогибы). Такого типа структуры в фундаменте развиты только в зонах герцинской и отчасти каледонской консолидации. Применение данных терминов позволит иметь сведения как о типе структур фундамента, сформировавших данные структуры чехла, так и о динамике их формирования.

Для структур платформенного чехла, унаследующих структуры раннемезозойского рифтогенеза, по-видимому нужна также своя терминология. В районах, где структуры чехла плит молодых платформ

наследуют блоковые структуры фундамента, такие как унаследованно-наложенные впадины, поднятия, горсты и грабены, т.е. где унаследуется только морфология поверхности фундамента, в классификации структур чехла целесообразно применять терминологию, разработанную для структур чехлов древних платформ. Это обусловлено генетической близостью таких условий формирования структур плитного комплекса на молодых и на древних платформах.

Структуры чехла, развившиеся над грабен-рифтами, предлагается именовать желобами. Структуры типа синеклиз в платформенном чехле часто развиваются над крупными срединными массивами.

Исходя из генетической взаимосвязи структур фундамента плит молодых платформ со структурами чехла, попытка классификации последних может быть представлена в следующем виде (таблица 5).

Применение такой классификации целесообразно с практической точки зрения, т.к. позволит судить об особенностях развития структур чехла, их строении и условий формирования связанных с ними залежей нефти и газа, особенно для нижних горизонтов чехла.

2.7. Принципы палеотектонического анализа фундамента и нижних горизонтов чехла

Выяснение закономерностей размещения полезных ископаемых и прогнозная оценка потенциальных ресурсов минерального сырья той или иной провинции на современном этапе развития геологической науки практически немыслимы без анализа тектонической эволюции. Применительно к геологическому строению плит древних и молодых платформ палеотектонический анализ получил широкое признание как метод изучения истории формирования структур плитных комплексов. В последние годы, в связи с проблемой нефтегазоносности осадочных бассейнов фундамента плит молодых платформ, ретроспективные исследования были распространены и на них /9,10,40,124,223/. Ис-

Таблица 5

МОРФО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР ЧЕХЛА ПЛИТ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ /по В.С.Суркову, О.Г.Жеро, 1981 с изменениями/

Элементы плитного комплекса	Порядок и размерность структур чехла	Структуры чехла и тип структур фундамента их формирующих							
		Линейные структуры чехла				Брахиформные структуры чехла			
		Положительные		Отрицательные		Положительные		Отрицательные	
		Тип структур чехла	Унаследуемый тип структур фундамента	Тип структур чехла	Унаследуемый тип структур фундамента	Тип структур чехла	Унаследуемый тип структур фундамента	Тип структур чехла	Унаследуемый тип структур фундамента
Внутренняя область плиты	Крупнейшие /надпорядковые/	Региональные поднятия	Группы структурно-формационных зон	Мегажелоба	Крупнейшие грабен-рифты	Антеклизы	Структурно гетерогенные блоки земной коры, срединные массивы	Синеклизы	Структурно гетерогенные блоки земной коры, срединные массивы
	Крупные /первый порядок/	Мегантиклинали Мегавалы	Мегантиклинории Горст-антиклинории	Мегасинклинали Мегапрогибы	Мегасинклинории Грабен-синклинории	Своды	Гетерогенные выступы-горсты	Впадины	Унаследованно-наложенные впадины, срединные массивы
	Средние /второй порядок/	Антиклинали Валы	Антиклинории Горсты	Синклинали Прогибы, желоба	Межгорные прогибы Грабен-рифты	Купола	Выступы, гранитоидные массивы, горсты	Котловины	Унаследованно-наложенные впадины, грабены
	Локальные /третий порядок/	Поднятия	Эрозионно-тектонические выступы, горсты, интрузивные тела	Прогибы	Грабены	Поднятия	Интрузивные тела, горсты	Мульды	Впадины, депрессии, грабены
Внешний пояс плиты	Крупнейшие /надпорядковые/			Моноклизы	Со структурами фундамента не соподчинены				
	Крупные /первый порядок/			Моноклинали	Со структурами фундамента не соподчинены	Полусводы	Выступы-горсты, устойчивые массивы, блоки	Незамкнутые впадины	Унаследованно-наложенные впадины, устойчивые массивы
	Средние /второй порядок/	Полуантиклинали	Антиклинории	Ступени	Флексуры фундамента	Мысы	Горсты, интрузивные тела гранитоидов	Незамкнутые котловины	Унаследованно-наложенные впадины, грабены, депрессии
	Локальные /третий порядок/	Структурные носы	Интрузивные тела горсты, выступы	Прогибы	Грабены	Поднятия	Горсты, интрузивные тела гранитоидов	Мульды	Впадины, депрессии, грабены

ходя из задач данной работы, остановимся только на принципе палеотектонического анализа сложнопостроенных, преимущественно геосинклинально-складчатых сооружений, образующих фундамент плит молодых платформ. Существует несколько принципов палеотектонического анализа: палеогеографический, литолого-фациальный, структурно-формационный /23,160,255/. Метод восстановления амплитуд и скорости движений опираются на анализ изменения мощности тех или иных образований /15,254/. Наиболее обстоятельно разработан в последнее время принцип построения палеотектонических карт Т. Н.Спижарским /210,170/. Сущность принципа палеотектонического анализа заключается в выделении геологических тел, сформированных в тот или иной рассматриваемый интервал времени.

Геологические тела рассматриваются в соответствии с режимами, их образующими, и стадиями развития, а также путем восстановления количественной характеристики движений при формировании геологических тел за определенный интервал времени. Таким образом, палеотектонический анализ согласно этому принципу дает возможность охарактеризовать как вещественный состав геологических тел, так и их объем, сформированный под воздействием определенного режима за конкретный отрезок геологического времени. Однако применение данного принципа наталкивается на необходимость большого объема фактических материалов, которые отсутствуют даже для большинства открытых геосинклинально-складчатых регионов. В пределах же таких регионов, как Западно-Сибирская плита, из геологических фактов мы располагаем только отрывочными сведениями о вещественном составе и возрасте выходящих на поверхность фундамента образований. Все остальные сведения необходимо почерпнуть из геологической интерпретации геофизических материалов. В этих условиях для палеотектонического районирования складчатых систем фундамента плит молодых платформ наиболее прогрессив-

ным принципом является районирование по типам структурно-формационных зон, т.е. тот же принцип, что и для тектонического районирования современной структуры фундамента. Главной задачей при таком принципе палеотектонического анализа является реконструкция структурно-формационных зон, сформировавшихся в тот или иной период, эпоху и т.д. Эта задача представляет собой особую сложность для зон, которые в результате последующих тектонических преобразований земной коры были в значительной степени или полностью разрушены. Как правило, разрушению подвергаются эпигеосинклинальные структурно-формационные зоны: орогенные прогибы, унаследованно-наложенные впадины, чехлы срединных массивов. Поэтому их возможное присутствие и местоположение в тот или иной отрезок геологического времени может допускаться исходя из общетектонических закономерностей, пространственных взаимосвязей структурно-формационных зон складчатых систем. Для установления структурно-формационных зон ранних этапов развития и перекрытых зональностью последующих геологических систем большое значение приобретают геолого-геофизические профили - расчетные модели строения земной коры. Методика построения таких профилей изложена в разделе 2.4. Выбор геологовременных рубежей, для которых наиболее целесообразно составлять палеотектонические карты, рационально проводить с таким расчетом, чтобы конкретизировать время наибольших перестроек, смены движений или этапов крупных горизонтальных перемещений блоков. Практически эта операция несколько упрощается, если прибегнуть к анализу тектонического развития открытых сопредельных с плитами территорий. Конкретно для Западно-Сибирской плиты такими территориями является Урал, Центральный Казахстан, Алтай, Кузнецкий-Алатау, Енисейский кряж. Региональные палеотектонические построения по этим территориям сами по себе представляют достаточно сложный структурно-формационный анализ,

главная задача которого заключается в том, чтобы наметить общий характер тектонических перестроек и определения площадей их проявления.

Выяснение палеотектонического строения в пределах участков фундамента плит молодых платформ, характеризующихся развитием платформенного типа чехлов, основывается на изучении характера изменения мощности и формаций, то есть методическими приемами, применяемыми обычно для изучения палеотектоники древних платформ. Однако представляет сложность установления территорий былого чехлообразования на участках с фрагментарным распространением палеоплитного комплекса. Обычно предполагается, что участки, где сохранились в настоящее время те или иные отложения, некогда были зонами максимального прогибания и формирования наибольших мощностей данного подразделения. По-видимому, такая предпосылка верна только для очень контрастных структур типа авлакогенов или глубоких прогибов, для пологих же структур типа синеклиз, впадин данная посылка верна при наличии совершенно однозначных фациально-мощностных данных. Как вытекает из характера общих колебательных движений, наиболее вероятны случаи, когда максимальные движения восходящие имели место именно там, где в предыдущий (нисходящий) цикл движений было максимальное прогибание, и, таким образом, сохранившиеся от размыва отложения чехла отражают участки некогда умеренного прогибания, а не максимального.

Таким образом, расшифровка палеотектоники фундаментов плит молодых платформ наиболее убедительна при широком обобщении, логической увязке строения территорий, значительно превосходящих площадь изучаемой плиты.

ГЛАВА 3

ТЕКТОНИКА ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Западно-Сибирская плита - крупнейший структурный элемент молодой Урало-Сибирской платформы. Она характеризуется двухъярусным строением верхней части земной коры: гетерогенный доюрский фундамент и мезозойско-кайнозойский ортоплатформенный чехол, территорией распространения которого и определяется площадь плиты. Началом устойчивого погружения, т.е. началом формирования ортоплатформенного чехла, является ранняя-средняя юра. Доюрский структурный комплекс, подстилающий чехол и являющийся для него фундаментом, характеризуется тектонической вещественной и возрастной гетерогенностью. В его составе четко выделяются два структурных этажа: I) нижний, повсеместно распространенный геосинклинально-складчатый этаж и 2) верхний, локально распространенный эпигеосинклинальный этаж или, как его часто именуют, второй, промежуточный, переходный. Эпигеосинклинальный структурный этаж фундамента представлен различными отрицательными структурно-формационными зонами, среди которых имеют место как орогенные, сформированные на втором (орогенном) этапе развития геосинклинально-складчатых систем, так и постгеосинклинальные унаследованно-наложенные впадины и прогибы, а также впадины срединных массивов и палеозойских платформенных чехлов в пределах областей допалеозойской складчатости. К эпигеосинклинальным структурно-формационным зонам могут быть отнесены также триасовые грабен-рифты, система которых сформирована была континентальным рифтогенезом, обусловившим при последующем своем развитии появление мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, где формировался чехол.

Геосинклинально-складчатый структурный этаж фундамента имеет очень сложное, многоярусное строение, являющееся результатом

неоднократного проявления геосинклинально-складчатого и платформенного режимов.

3.I. Характеристика геологических и геофизических материалов

Доюрский фундамент Западно-Сибирской плиты вскрыт большим количеством скважин (приложение I). Однако распределение площадей, на которых скважины достигли доюрских образований и вскрыли их на ту или иную глубину, неравномерное. Наибольшее их сосредоточение в Зауралье, на юге и в ее центральных районах, и практически они отсутствуют на севере Западно-Сибирской плиты, где мощность мезозойско-кайнозойского чехла составляет многие километры и бурением еще не изучено даже строение чехла. Необходимо особенно подчеркнуть, что и в районах, где скважины достигли доюрских образований на большом количестве площадей, имеются значительные территории, практически не освещенные бурением. Это, как правило, районы с отсутствием ярко выраженных положительных структур чехла, зон его малой перспективности на нефть и газ, а также районы впадин, т.е. территорий, не являющихся первоочередными при выборе объектов нефтегазопоискового бурения. Высокая степень унаследованности крупными структурами чехла структурно-формационных зон фундамента, что будет показано далее, явилась объективной причиной сосредоточения наибольшего числа поисково-разведочных площадей на нефть и газ в мезозое над антиклинорными зонами фундамента или различного рода выступами, в ядрах и приосевых зонах которых развиты наиболее метаморфизионные породы или гранитоиды. Синклинорные зоны, прогибы и впадины доюрского фундамента, над которыми чехол образует впадины, изучены бурением несравненно меньше и по существу это изучение только начинается в связи с поисками нефти и газа в палеозойских нормально осадочных отложени-

ниях, поля развития которых приурочены именно к ним.

Совершенно естественно, что проходка скважин по образованиям доюрского фундамента зависит от мощности платформенного чехла. Так, скважины, пробуренные с целью разведки месторождений железных и медноколчеданных руд, а также и при изучении нефтеносности в прибортовых районах плиты (например в Зауралье), где мощность мезозойско-кайнозойского чехла не превышает 800-1000 метров, вскрывают образования доюрского основания плиты на многие сотни и даже до 2000 метров. В районах же с большой мощностью чехла (2500-3000 метров и более) даже специальные параметрические скважины глубинной более 4500 метров вскрывают только 1000-1500 и несколько более метров доюрских образований, тогда как обычные поисково-разведочные скважины углубляются в образования доюрского фундамента всего лишь на десятки и первые сотни метров. В пределах Западной Сибири пробурено пока только 6 скважин, вскрывших палеозой, глубина которых превышает 4500 метров: Надымская I - 5002 м, Малоичская 4 - 4600 м, Новоомская I - 4573 м, Никольская I - 4523 м, Калиновая 16 - 4515 м, Еллей-Игайская 2 - 4502. Проходка по палеозойским образованиям в этих скважинах составила от 1762 метров в Малоичской 4 до 695 метров в Надымской I.

В целом при изучении строения доюрских образований Западной Сибири были проанализированы результаты бурения около 2500 скважин.

На территории Западно-Сибирской плиты выполнены большие объемы геофизических работ, имеющих решающее значение для изучения не только чехла, но и доюрского фундамента, а также земной коры в целом. Вся территория плиты покрыта среднемасштабной аэромагнитной и мелкомасштабной гравиметровой съемками. Значительная площадь охвачена высокоточными крупномасштабными аэромагнитной и гравиметрической съемками. Эти высокоточные работы в совокупности с регио-

нальными средне- и мелкомасштабными съемками, данными бурения и сейсмическими материалами являются основой для детального изучения геологического строения доюрского фундамента, необходимого для восстановления истории тектонического развития территории, выяснения условий формирования осадочных бассейнов, ряд из которых возможно нефтегазоносен, установления закономерностей структурообразования в чехле. Данные о рельефе поверхности геосинклинально-складчатых образований фундамента, о границах раздела в верхней части гранитно-метаморфического слоя несут выполненные в больших количествах сейсмические исследования методом преломленных волн, а также глубинные сейсмические зондирования в профильном и площадном вариантах. В последнее время в значительном количестве ведутся сейсмические работы МОВ ОГТ с целью изучения структуры палеозойских слоев. Огромный объем сейсмических работ методом отраженных волн выполнен за многие годы с целью изучения структуры мезозойско-кайнозойского чехла.

В целом, оценивая изученность Западно-Сибирской плиты бурением и геофизическими методами необходимо подчеркнуть, что, если строение верхних горизонтов чехла уже в общем известно в региональном плане и в значительной степени в локальном, то глубокие горизонты чехла, особенно в северных районах, и дочехольный комплекс очень слабо изучены. Трактовка тектоники, формационного состава отложений и тем более истории развития не являются устоявшимися.

3.2. Районирование гравитационного и магнитного аномальных полей

Морфология гравитационного и магнитного аномальных полей Западно-Сибирской плиты характеризуется преобладанием отчетливо выраженной линейно-полосовой структурой положительных и отрицатель-

ных аномалий, и только местами аномалии имеют изометричные очертания, образуя различные по размерам участки мозаичного поля. Аномальные зоны ввиду практической немагнитности пород чехла и отсутствия больших градиентов изменений его мощности отражают, прежде всего, строение фундамента, его вещественный состав /48, 225,271 и др./.

По особенностям строения гравитационного и магнитного аномальных полей (интенсивность, форма, строение и простирание аномалий) в пределах Западно-Сибирской плиты выделяется ряд крупных регионов: Приуральский, Притаймырский, Приенисейский, Приказахстанский, Центрально-Западносибирский, Салымский, Приалтаесаянский, Уват-Хантымансийско-Ямальский (рис.3).

Каждый регион подразделяется на зоны более низшего порядка с индивидуальными чертами строения полей.

П р и у р а л ь с к и й регион характеризуется чередованием положительных и отрицательных аномальных зон полосового строения, имеющих субмеридианальное и северо-северо-восточное простирание. Аномалии протягиваются с территории Урала в пределы Западно-Сибирской плиты. Размеры аномальных зон в поперечнике обычно не превышают 100-150 км, простираясь в длину на многие сотни километров. На севере региона господствующая северо-северо-восточная ориентировка простирания аномалии поля силы тяжести на отдельных участках осложняется северо-западной и субширотной. Если в пределах Среднего Урала и прилегающей части плиты (Уватский район) аномалии силы тяжести с северо-западной ориентировкой как бы "просвечивают" сквозь субмеридианальные и северо-северо-восточные, то в пределах Приполярного и Полярного Урала и в примыкающей части Западной Сибири северо-западная ориентировка аномалий становится господствующей и согласной с ориентировкой аномалий Тимано-Печорской провинции Восточно-Европейской платформы.

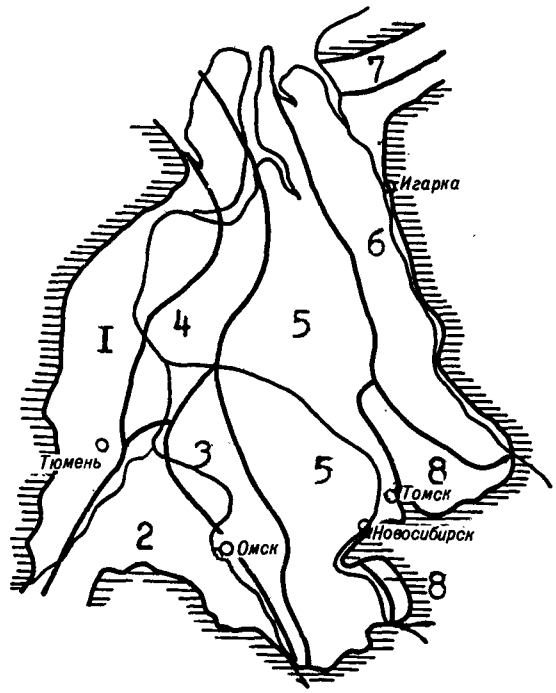


Рис. 3 Схематическое районирование территории Западно-Сибирской плиты
Регионы: I-Приуральский, 2-Приказахстанский, 3-Салымский, 4-Уват-Ханты-мансийско-Ямальский, 5-Центрально-Западносибирский, 6-Приенисейский, 7-Притаймырский, 8-Приалтаесаянский.

В пределах развития мезозойско-кайнозойского чехла плиты в этом регионе выделяется шесть аномальных гравитационных и магнитных зон: Ляпинская, Шеркалинская, Тюменская положительные и разделяющие их Пелымско-Северо-Сосьвинская, Туринско-Кондинская и Шадринская - отрицательные.

Ляпинская, Шеркалинская, Тюменская зоны положительных аномалий поля силы тяжести имеют среднюю интенсивность магнитного поля от -400 до +1000 гамм. Максимальная интенсивность отдельных локальных магнитных аномалий достигает 13000 гамм (район широтного течения р.Шучья). Пелымско-Северо-Сосьвинская, Туринско-Кондинская и Шадринская зоны отрицательных гравитационных аномалий имеют преимущественно и отрицательные значения магнитных аномалий напряженностью в -200 -500 гамм. На фоне их отмечаются локальные положительные аномалии интенсивностью иногда до +1000 гамм. На севере региона, в районе г.Салехарда и севернее его выделяются менее протяженные отрицательные положительные аномальные зоны, где наиболее отчетливо имеют место северо-западные простирания, секущие господствующее здесь северо-северо-восточные, в результате чего образуется сложный узел. Интенсивность магнитного поля здесь изменяется от -400 до 500 гамм.

П р и т а й м ы р с к и й регион отличается преимущественно отрицательным полем силы тяжести с аномалиями северо-восточной ориентировки аномалии магнитного поля в общих чертах совпадают с гравитационными. Интенсивность их изменяется от -500 гамм до +1000 гамм.

П р и е н и с е й с к и й регион, характерной особенностью строения поля которого является постепенная смена простирания аномальных зон с северо-западного на юго-востоке, на меридиональное и северо-восточное на севере, образует как бы дугу, согласующуюся с простиранием структур, обрамляющих Сибирскую платформу.

Полосовое строение гравимагнитных полей здесь выражено не четко, но дифференциация его на зоны максимумов и минимумов наблюдается довольно отчетливо. В регионе намечается ряд зон, которые не совпадают по знаку аномалий Δg и ΔTa. Большешерринско-Елогуйско-Кетской и Игарско-Енисейской зонам относительно повышенных значений гравитационных аномалий северо-западного и меридионального простирания соответствуют отрицательные зоны магнитного поля. Долганско-Баихской, Касско-Кемчугской зонам отрицательных аномалий силы тяжести того же простирания соответствуют: первой отрицательные, а второй положительные зоны магнитного поля. Яковлевская и Мессояхско-Малохетско-Рассохинская положительные гравитационные зоны северо-восточного простирания совпадают с положительными зонами магнитного поля.

П р и а л т а е с а я н с к и й регион охватывает юго-восточную часть плиты и примыкающие структуры Кузнецкого Алатау, Минусинских впадин. Для этого аномального региона характерны локальные зоны относительно пониженного и повышенного гравитационного и магнитного полей различных простираний, отражающие, в основном, простирание и строение блоковых структур этого региона. Как и в Приенисейском регионе, здесь часть аномальных зон магнитного и гравитационного полей не совпадают по знаку. Здесь выделяются Тегульдетская, Северо-Кузбасская и Алипская отрицательные гравитационные и преимущественно положительные магнитные зоны, Кузнецко-Алатаусская и Улуюльско-Среднечулымская зоны положительных гравитационных и преимущественно отрицательных магнитных аномалий. На юго-западе аномальные зоны имеют северо-западную ориентировку, постепенно сменяющуюся на северо-востоке на широтную. Особенностью магнитного поля является мозаичность и идентичность строения его положительных аномалий интенсивностью 300 гамм для крупных и 1300-1500 гамм для среднего размера аномалий.

Центрально-Западносибирский регион занимает обширную часть Западно-Сибирской плиты. В строении гравитационного и магнитного поля здесь отмечается четкая полосовая зональность. В этом регионе выделяется около двадцати зон. Юго-восточная часть этого региона представлена ярко выраженными линейными отрицательными аномалиями Δg и Δ Та северо-восточного простирания, совпадающими с простираниями структур Томь-Колыванской складчатой зоны. Севернее г.Томска эта полоса аномалий изменяет свое направление на северо-северо-западное и непрерывно прослеживается на многие сотни километров через всю Западно-Сибирскую плиту на полуостров Ямал, образуя Пыль-Караминскую, Тазовскую и Северо-Ямальскую отрицательные зоны и разделяющие их Верхне-Толькинскую положительную. Далее на запад выделяется ряд отрицательных гравитационных и преимущественно отрицательных магнитных зон Назино-Сенькинская, Васюган-Пудинская, Сургутско-Пурпейская, имеющие четко выраженные северо-западные простирания, а на севере приобретающие меридиональную ориентировку. Эти зоны разграничены между собой положительными гравитационными и преимущественно положительными магнитными аномальными зонами того же простирания (Кыштовской, Колпашево-Нарымской, Ларьякской, Покурской и другими). Аномальное магнитное поле последних зон осложнено большим количеством положительных локальных аномалий интенсивностью до 500-900 гамм.

В центральной части региона выделяется несколько небольших сложнопостроенных положительных магнитных аномальных зон с довольно четко очерченными границами. Локальные аномалии внутри них имеют мозаичное строение и различную интенсивность. Анализ этих зон показывает, что они не являются однородными и в свою очередь распадаются на ряд подзон, каждая из которых имеет свои индивидуальные черты. Таковы Межовская аномальная зона, преимущественно по-

ложительных магнитных аномалий изометричной формы, Убинская зона, также преимущественно положительных аномалий, но с более четкой северо-западной ориентировкой последних. Аномалии силы тяжести в пределах этих зон имеют более четко выраженную линейность в сравнении с магнитными. Особое положение в аномальном гравитационном и магнитном поле Центрально-Западносибирского региона занимают полосовые аномальные зоны, дискордантно пересекающие линейные аномалии, характерные для региона в целом. Центральной, наиболее ярко выраженной зоной данного типа является Колтогорско-Уренгойская. Она протягивается в центральной части региона, примерно между меридианами 77^{0}-78^{0}в.д. с юга от 56^{0}с.ш. до крайнего севера в виде линейной полосы положительных аномалий с максимальными значениями магнитного поля 1000 гамм. Аналогичное строение зона имеет и в пределах южной части акватории Карского моря. В пределах Западно-Сибирской плиты выделяется еще несколько подобного рода аномальных положительных полос, но значительно меньших размеров (Худуттейская, Усть-Тымская, Аганская, Худосеевская и др.). Для зон характерно почти полное отсутствие вторичных осложнений аномалий и значительная их прямолинейность. Более подробно они описаны в разделе 3.7.

С а л ы м с к и й регион, охватывающий территорию юго-запада Обь-Иртышского междуречья, характеризуется полосовым строением аномальных зон, имеющих северо-западное простирание. Здесь выделяется Старо-Солдатско-Михайловская и Верхнедемьянская преимущественно отрицательные аномальные зоны как гравитационного, так и магнитного полей и разделяющая их Тарско-Муромцевская зона преимущественно положительных аномалий большой напряженности.

П р и к а з а х с т а н с к и й регион с северо-востока и северо-запада окаймляется полосами положительных и отрицательных аномалий, соответствующих простиранию складчатых структур Цент-

рального Казахстана. Здесь выделяется несколько аномальных зон, образующих выпуклую в сторону Западно-Сибирской плиты дугу.

На стыке этих зон располагается Усть-Вагайская зона положительных магнитных и относительно отрицательных гравитационных аномалий.

Уват-Хантымансийско-Ямальский регион располагается между Уральским и Центрально-Западносибирским регионами и характеризуется менее четким линейным, а в ряде случаев и мозаичным строением гравитационного и магнитного полей. Обширные относительно пониженные гравитационные аномалии округлых иногда вытянутых форм образуют здесь Ныдовскую, Красноленинскую, Ляминскую зоны, разделенные также изометричными зонами положительных гравимагнитных аномалий. Отрицательные и положительные гравитационные и магнитные аномалии Ямальской части этого региона имеют более четко выраженное линейное строение с северо-западным простиранием. Здесь выделяется три аномальных зоны: Байдарацкая и Нейтинская, характеризующиеся положительными или относительно повышенными напряжениями как поля силы тяжести, так и магнитного, и разделяющая их Нурминская зона, которая имеет пониженное напряжение поля силы тяжести и преимущественно отрицательное магнитное поле.

Таковы общие черты строения гравитационного и магнитного полей Западно-Сибирской плиты. Магнитное поле, в силу особенностей свойств его потенциала, построено много сложнее гравитационного. Однако, четкая зональность в его строении, часто совпадающая в плане с зональностью гравитационного поля, указывает на то, что аномалии создаются одними и теми же объектами.

3.3. Дизъюнктивная тектоника фундамента

Дизъюнктивная тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты

изучалась многими исследователями. Первые схемы сети разломов были составлены в результате геологической интерпретации региональных магнитных и гравитационных карт. П.А.Кукиным и И.В.Дербиковым в конце пятидесятых годов. В дальнейшем по мере разработки методики и принципов интерпретации, а также проведения среднемасштабных аэромагнитных и частично гравиметрических съемок, сейсмических работ, сведения о разломах фундамента и нижних горизонтов чехла существенно расширились. Большой вклад в изучение разломов внесли Афанасьев Ю.Г., Гришин М.П., Гурари Ф.Г., Проводников Л.Я., Микуленко К.И., Ростовцев Н.Н., Сурков В.С., Шаблинская Н.В., Уманцев Д.Ф. и многие другие.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты намечается довольно густая сеть разломов преимущественно северо-восточного, северо-западного и меридионального простирания (приложение 2). Преобладающее простирание разломов в той или иной части плиты соответствует, как правило, господствующему простиранию структур складчатых систем фундамента и обрамления. На западе, в пределах Уральской складчатой системы, разломы имеют преимущественно северо-восточное и субмеридиональное простирание. Местами на эту господствующую ориентировку накладываются разломы северо-западного простирания, лежащие на продолжении байкальских структур северо-востока Восточно-Европейской платформы. В центральной части Северного Казахстана разломы образуют сетку пересекающихся северо-западного и северо-восточного простираний, а на окраине - "дугу", огибающую с севера Казахстанскую складчатую систему. В центре Западно-Сибирской плиты господствующее простирание разломов - северо-западное, переходящее на севере в меридиональное.

В Обь-Иртышском междуречье выделяются разломы северо-восточного простирания, связанные с развитием здесь грабен-рифтов (Колтогорско-Уренгойского, Усть-Тымского, Аганского и др.). В юго-

восточной части Западно-Сибирской плиты простирание разломов северо-восточное, близкое к широтному, а на востоке разломы располагаются широкой, выпуклой на запад дугой, огибая Сибирскую платформу. На карте выделяется ряд секущих разломов широтного простирания, но ни один из них не прослеживается непрерывно через всю территорию плиты. Существование широтных разломов вполне допустимо, если учесть тектонические движения кайнозоя, которые образуют в пределах Западно-Сибирской плиты совершенно иной, близкий к широтному, структурный план. Эти неотектонические движения, вероятно, образовали в фундаменте серию разломов широтного простирания, но разломы эти имеют очень небольшие амплитуды смещения. Поэтому на региональных картах гравитационного и магнитного аномальных полей выделить такие мелкие и малоинтенсивные зоны разломов не представляется возможным. В размещении глубинных разломов на рассматриваемой территории намечается определенная закономерность. На карте разломов выделяются разломы типа краевых швов, которые разделяют зоны разного возраста консолидации.

На востоке Уральской складчатой системы, в пределах Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба, выделяется Кустанайско-Тюменский краевой разлом северо-северо-восточного простирания, являющийся границей между Уральской и Казахской складчатыми системами. В пределах разлома и к западу от него развит краевой магматический пояс (валерьяновская свита нижнего карбона). Севернее описанного разлома на его продолжении выделяется несколько различно ориентированных, менее протяженных нарушений, объединяемых в Тавдинско-Алымско-Полуйскую зону краевого разлома северо-восточного простирания. Эта система разломов отделяет Уват-Ханты-Мансийско-Ямальский срединный массив от Уральской складчатой системы герцинид и проявляется, вероятно, в виде магматического пояса. Граница срединного массива на востоке проходит по Надымско-Усть-Демьянс-

кому разлому типа краевого шва. К северо-востоку от Казахской складчатой системы выделяются три краевых разлома: Демьянско-Чановский, Викуловско-Михайловский северо-западного простирания и Павлодаро-Купинский - субмеридионального.

Викуловско-Михайловский разлом отделяет каледониды от ранних герцинид. Этот разлом перекрыт краевым прогибом, выполненным отложениями верхнего палеозоя и магматическими образованиями триаса. Демьянско-Чановский разлом является, по-видимому, краевым швом, отделяющим ранние герциниды Казахстана от поздних герцинид Центрально-Западно-Сибирской системы. Павлодаро-Купинский разлом-сдвиг отделяет каледониды Казахстана от герцинид Центрально-Казахстанской складчатой системы (Зайсанской складчатой зоны) и представляет собой магматический пояс, заполненный гипербазитами.

На юго-востоке Западно-Сибирской плиты выделяется ряд краевых разломов (Кулундинско-Рубцовский, Томь-Колыванский, Белоярский), в совокупности образующих систему и отделяющих зону поздних герцинид от более древних структур Алтае-Саянской складчатой системы. Глубинные Томь-Колыванский и Белоярский разломы в нескольких пунктах пересечены профилями ГСЗ, и всюду на разрезах в местах пересечения отмечено резкое флексурообразованное изменение в положении глубинных границ земной коры, в том числе поверхности Мохоровичича.

Салаириды Салаирско-Кузнецко-Алатаусской складчатой системы отделены от Касского массива Верхне-Кетским краевым разломом северозападного простирания. Он не имеет краевого прогиба. К этой зоне приурочен ряд поднятий, вытянутых в северо-западном направлении.

Вдоль р.Енисея по его левому берегу в том же северо-западном направлении с отклонением северной ветки к меридиану расположен протяженный краевой Енисейский разлом, прослеженный примерно от

устья Ангары до г.Туруханска. Этот разлом отделяет Касский массив от складчатых структур Енисейского кряжа. Краевой разлом, отделяющий древнюю Сибирскую платформу от байкальских структур Енисейско-Туруханской зоны, расположен на правобережье Енисея за пределами плиты.

Между селами Красноселькуп и Тазовское в северо-западном направлении проходит разлом, отделяющий Нядояхский массив от более молодых структур, расположенных к западу от разлома. Этот разлом с некоторыми поперечными смещениями, вероятно, продолжается на юго-восток, некогда составляя единое целое с Верхне-Кетским. Южное ограничение Таймырской складчатой системы герцинид проходит по Яковлевскому краевому разлому, который скрыт под верхне-палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями Притаймырского краевого прогиба.

Краевые разломы разграничивают складчатые системы различного возраста консолидации, внутри которых выделены разломы, разделяющие структурно-формационные зоны, причем по особенностям гравитационного и магнитного аномальных полей, интенсивности зон горизонтальных градиентов, протяженности намечается некоторая закономерность в распределении разломов различных типов по площади. В западной, центральной и южной частях плиты намечается преобладание глубинных разломов, которые разделяют структурные зоны геосинклинального типа. В восточной части плиты и отчасти в пределах Уват-Ханты-Мансийско-Ямальского срединного массива преобладают разломы, отделяющие горст-антиклинали от впадин наложенного типа. Простирания разломов также различные. В приуральской части плиты преобладают разломы северо-восточного и субмеридионального простираний. Северо-восточные простирания разломов наблюдаются также в Томь-Колыванской и Усть-Енисейской зонах. В центральных и восточных регионах плиты разломы имеют северо-западные простирания.

К северу от Казахстана и в пределах последнего простирания разломов самые разнообразные и выделить преобладающее простирание трудно.

На границе Тагильского мегасинклинория и Исетско-Салдинского антиклинория отмечается разлом, к которому приурочена цепочка ультраосновных интрузий. Аналогичные разломы в пределах погруженного восточного склона Урала наблюдаются по границам Троицко-Кенгусайского антиклинория, по восточному борту Восточно-Уральского антиклинория и т.п.

Разломы, связанные с блоковыми подвижками, развиты по бортам Кузнецкого прогиба и Тегульдетской впадины, в пределах Касской впадины и в ряде других мест. Они четко проявляются только в гравитационном поле, в магнитном им соответствует смена аномалий, что связано с отсутствием в разломах магматических тел при значительных перемещениях блоков, расположенных по разные стороны от разломов.

Методическая специфика установления разломов-сдвигов большой амплитуды путем анализа структур, разделенных разломами, вносит существенные ограничения в возможности изучения этих дизъюнктивов, ибо могут быть четко выделены только те разломы, формирование которых произошло после заключительного этапа геосинклинальной складчатости /230/.

Так как на большей части плиты развиты герцинские складчатые системы, то представляется возможным в первую очередь выделить разломы, по которым произошли горизонтальные движения в конце палеозоя, начале мезозоя. Более древние разломы данного типа на территории Западно-Сибирской плиты могут быть выделены только в районах раннепалеозойской и более древних складчатостей. Таким районом, в частности, является погруженная часть кембрийской Салаирско-Кузнецкоалатаусской складчатой системы. Анализ тектони-

ческого строения открытой части Алтае-Саянской складчатой области позволяет выделить несколько крупнейших средне-палеозойских разломов-сдвигов, один из которых Кузнецко-Алатаусский прослеживается на значительное расстояние в пределы плиты.

Взаимоотношение структур, контактирующих вдоль линии разлома в пределах Алтае-Саянской складчатой области, и возраст интрузивных комплексов в нем показывают, что это левосторонний сдвиг, движения по которому произошли примерно в поздне-силурийскую эпоху и имели амплитуду не менее 200 км. Разлом прослеживается в пределах плиты до широты р.Тым /78,233/.

По существу этим и исчерпываются наши сведения о средне-палеозойских разломах, по которым произошли горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры на территории Западно-Сибирской плиты.

Конец палеозойской эры, как показывает анализ геологических данных территории Монголии, Алтае-Саянской складчатой области и Западно-Сибирской плиты, характеризовался интенсивными горизонтальными движениями.

В результате движения крупных блоков земной коры (Западный Саян, Тува, Сангиленское нагорье и Горный Алтай) в пределах западной части Алтае-Саянской области возникла целая серия зон крутых надвигов, именуемых в геологической литературе зонами смятия. Таковы сложно построенные Шапшальская, Северо-Восточная и Иртышская зоны смятия. Эти зоны смятия развиты наиболее полно в открытой части Алтае-Саянской складчатой области, простираясь на незначительное расстояние под чехлом в пределах Бийско-Барнаульской впадины. Крупнейшим такого типа разломом, уходящим далеко в пределы Западно-Сибирской плиты и, несомненно, связанным генетически с позднепалеозойскими горизонтальными движениями блоков, является Чингизский, именуемый в пределах Западно-Сибирской пли-

ты Павлодар-Купинским.

На территории плиты он впервые был выделен П.А.Кукиным в 1952 году. Впоследствии он фигурировал почти на всех тектонических схемах фундамента плиты. Однако, в геологической литературе шло неоднократное обсуждение его тектонической позиции и соответственно природы. Глубокое бурение на площадях, расположенных в пределах Обь-Иртышского междуречья, показало, что по комплексу слагающих поверхность фундамента образований данная территория имеет много общего с Чингиз-Тарбогатайской зоной восточного Казахстана. Здесь так же, как и в открытой части, в строении структурных зон принимают участие среднепалеозойские разнообразные вулканогенные толщи преимущественно среднего и основного состава, и только в единичных пунктах были встречены вулканиты кислого состава. Степень измененности пород, а также абсолютно-возрастные исследования некоторых гранитоидов свидетельствуют о среднепалеозойском возрасте формирования складчатых зон.

Простирание Чингиз-Тарбогатайской зоны и складчатых зон Обь-Иртышского междуречья одно и то же северо-западное, но в результате правостороннего сдвига вдоль Павлодар-Купинского разлома структуры смещены друг относительно друга более чем на 250 километров. По-видимому, кроме сдвига вдоль разлома произошли крупные надвиговые движения в северо-западном направлении. Это подтверждается характером разломов в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны, где Чингизский и другие основные глубинные разломы имеют надвиговый характер с крутым падением плоскостей разломов на восток, а также приуроченностью наиболее древних метаморфических пород (предположительно протерозойских) именно к приразломной части юго-восточного крыла Павлодар-Купинского разлома. Это наблюдается как в открытой части, так и подтверждается данными бурения на Ипатовской площади. В пределах плиты разлом прослеживает-

ся на 750 км. Северо-восточная его ветвь постепенно затухает в районе верховий р.Оми и не проявляется сколько-нибудь значительно в гравитационном и магнитном аномальных полях. Горизонтальные движения по Павлодар-Купинскому разлому произошли после формирования структурных зон Чингиз-Тарбагатайской складчатой зоны и ее продолжения в пределах Западно-Сибирской плиты. Учитывая, что Павлодар-Купинский разлом срезает и структурно-формационные зоны Обь-Зайсанской складчатой зоны, складчатость в которой произошла в позднем карбоне - ранней перми, время возникновения сдвига не может быть древнепоздней перми. Горизонтальные движения крупных блоков земной коры вызвали, по-видимому, ряд более мелких сдвиговых деформаций, подчас противоположного общему направлению. Например, в пределах Салаирского кряжа и южной части Западно-Сибирской плиты (Барнаульский массив) фиксируется перемещение блоков в северо-восточном направлении.

Фундамент Бийско-Барнаульской впадины на большей своей части представлен структурой Барнаульского массива, байкальские складчатые структуры которого, по-видимому, были в значительной степени переработаны герцинскими движениями. Барнаульский массив разбит на блоки субширотными разломами-сдвигами, причем движения по разломам всех блоков происходили дифференцированно в восточном направлении, что создало серию надвигов на Салаирском кряже и, соответственно, привело к смятию в линейные складки осадочных образований западной окраины Кузнецкого прогиба. Время подвижек по этим разломам позднепротерозойское.

Пространственная взаимосвязь структурно-формационных зон Салымской раннегерцинской складчатой системы и Уват-Хантымансийско-Ямальского массива позволяет предполагать существование на их стыке разломов-сдвигов и динамически с ними связанных зон надвигов. Здесь по серии разломов происходит "срезание" зон Салымской склад-

чатой системы. Этот район до настоящего времени слабо освещен бурением, и поэтому многие положения геологической интерпретации геофизических материалов требуют уточнения. В отношении времени проявления горизонтальных перемещений по данным разломам также пока нельзя высказать однозначных суждений. Возможно, как и Павлодар-Купинский разлом, они имеют позднепалеозойский возраст, однако не исключено проявление более интенсивных позднетриасовых движений.

Принципиально отличного рифтового типа разломы развиты в центральной и северной частях Западно-Сибирской плиты. Специфичность этих разломов заключается в том, что большинство из них являются раздвигами разной степени проявления рифтов в 50-70 и более км шириной до даек в несколько сотен метров и меньше. Крупнейшими из рифтов являются Колтогорско-Уренгойский, Усть-Тымский, Аганский, сосредоточенные в наиболее прогнутой части Западно-Сибирской плиты. Их описание дается в разделе 3.8.

3.4. Геологическое строение поверхности фундамента

Геологическое картирование, как один из основных методов изучения строения поверхности земной коры, имеет ведущее значение для исследования таких сложнопостроенных объектов, какими являются фундаменты молодых платформ.

Первая попытка создания схематической геологической карты поверхности доюрского фундамента всей территории Западно-Сибирской плиты была предпринята в 1964 г. П.К.Куликовым, В.С.Бочкаревым, Б.С.Погореловым и М.Н.Рудкевичем. Будучи составленной при ограниченном использовании данных геофизических методов разведки, карта имела больше констатационный характер материалов бурения, методически ее составление не опиралось на закономерности геологического строения складчатых регионов, каковым является поверх-

ность фундамента. Геологическая карта поверхности доюрского фундамента, построенная на основе специально разработанных принципов (раздел 2), впервые была составлена автором совместно с Смирновым Л.В., Смирновой Л.Г., Спешиловой М.А., Сурковым В.С. (при участии Н.Б.Малютина и Л.Л.Подсосовой по Зауралью) в 1967 году и опубликована в 1971 /48/. Масштаб изображения был 1:2 500 000. Позднее в 1976 году в связи с поступлением большого количества новых данных бурения и сейсмических материалов удалось несколько детализировать построения, что повлекло увеличение масштаба изображения до 1:1 500 000. На приложении 3 дается генерализированный автором вариант этой карты в масштабе 1:5 000.000.

При составлении геологической карты преследовалась цель показать принципиальное строение поверхности фундамента путем установления распространения наиболее крупных и характерных стратиграфических комплексов и магматических тел. Как отмечено в разделе 2, основу геологического картирования составляют широко применяемые методы геологической итерации, разнообразной трансформации геофизических полей и структурно-формационное районирование.

Датировка осадочных и вулканогенно-осадочных и вулканогенно-осадочных образований, а также магматических тел осуществлялась разнообразными, преимущественно косвенными методами. Так, метод экстраполяции структурно-стратиграфических комплексов, слагающих обрамления, позволял датировать образования фундамента районов, непосредственно примыкающих к Уральской, Казахстанской и Алтае-Саянской (запад) складчатым системам. Очень широко применялся метод сравнительного анализа пород, вскрытых скважинами по литолого-петрографическим характеристикам с образованиями обрамлений. Разновидностью этого метода является сравнительный анализ геофизических полей над теми или иными комплексами пород.

В последние годы по юго-восточным районам плиты (Томская,Но-

восибирская области) в результате бурения параметрических скважин получен большой объем информации по палеонтологической датировке вскрытых палеозойских пород. Большой вклад в стратиграфические исследования палеозоя этой территории внесли О.И.Богуш, В.С.Бочкарев, В.Н.Дубатолов, В.И.Краснов, Л.С.Ротанов, О.В.Юферев /27-29,35 и др./. Датировка магматических пород по дисперсии двупреломления минералов в значительном объеме выполнена Б.С.Погореловым /37/.

Большое количество абсолютно-возрастных (изотопных) исследований выполнено в лаборатории СНИИГГиМСа, руководимой Н.Н.Амшинским, по юго-восточной части плиты, где такими исследованиями охвачены многие из вскрытых магматических пород.

Ориентировочная датировка комплексов, слагающих поверхность фундамента северных районов плиты, где пока еще нет ни одной скважины, дошедшей до фундамента, была проведена, опираясь на закономерность, заключающуюся в тождественности формаций и возраста пород, принадлежащих однотипным структурно-формационным зонам, возраст которых известен по данным бурения в других районах. Для территориальной привязки описываемых объектов используется подразделение Западно-Сибирской плиты на регионы, принятое при районировании геофизических полей (рис.3), в значительной мере обусловленное составом образований фундамента. В пределах этих регионов конкретная привязка материалов ведется по скважинам разведочных площадей. Местоположение площадей, их порядковый и алфавитный перечень дается на приложении I.

На геологической карте поверхности доюрского фундамента для большей части Западно-Сибирской плиты ввиду ограниченности материалов не представляется возможным отразить складчатую структуру выходящих на эту поверхность геосинклинально-складчатых зон. Выделенные же мегаструктуры по своим очертаниям порой стоят ближе

к брахиформным. Этот недостаток в какой-то мере может быть устранен нанесением знаков простирания складчатости, однако в данной работе, ввиду мелкого масштаба графических приложений, эта информация не может быть показана, и о характере дислокаций даются только текстовые сведения.

На схематической геологической карте показывается развитие наиболее вероятных стратиграфических подразделений, причем особое внимание уделено стратиграфическим подразделениям возможно нефтегазоносных комплексов.

Огромный фактический материал, касающийся состава пород, вскрытых скважинами, естественно, не мог быть по причинам объема приведен в данной работе, в связи с чем в нижеследующем описании акцентируется внимание только на общие черты состава и закономерности распространения толщ, слагающих поверхность доюрского фундамента.

Докембрий

Наиболее древний комплекс метаморфических образований, условно относимый к архею и нижнему протерозою, вероятно, выведен на поверхность фундамента только в Приенисейском регионе. По характеристике геофизических полей он должен быть близок канскому комплексу, слагающему ангаро-канскую часть Енисейского кряжа. Метаморфические образования предположительно образуют горсты-выступы среди поля распространения нижнего палеозоя. Здесь вероятно развиты амфиболиты, гнейсы, мраморы, кварциты.

Протерозойская группа, сложенная гаммой кристаллических сланцев и яшмоидами, развита в Приказахстанском регионе. Здесь она вскрыта многими скважинами на Боровском и Новопокровском участках, а также отдельными скважинами: Гурбяновской I06, Тонкерыской 420, Рублевской 8I9 и др. Протерозой представлен кварцитами, яшмами и кварцево-слюдистыми сланцами. К

протерозою эти породы отнесены на основании состава, аналогичного составу нижнего и среднего протерозоя Северного Казахстана.

Позднедокембрийские образования известны в Приенисейском регионе. Они вскрыты скважинами (Больше-Лайдинской I, Ермаковскими I-3, Щучьинской I, Костровскими 2-4, Нижне-Баихскими I,2, Кыксинской I, Елогуйской I) и представлены хлорит-биотитовыми, слюдисто-кварцитовыми, кварц-серицитовыми и графитизированными сланцами, а также мраморизованными доломитизированными известняками.

Позднедокембрийские образования в Приуральском регионе представлены хлорит-серцит-кремнистыми и амфиболитовыми сланцами и гнейсами, которые условно датируются как протерозой-нижний палеозой. Эти образования вскрыты многими скважинами в пределах Северо-Сосьвинского антиклинория. Здесь группы Чуэльских (89,92,23I,232), Шаховских (99,I06) и Березовских (I-6,8,I0-I3,34,38,49,57) скважин вскрыли биотитовые роговообманковые гнейсы и гранитно-гнейсы /I79/. В ядре Шаимского антиклинория Ахимкинской I и Гришинскими 9,II скважинами вскрыты роговообманко-биотитовые гнейсы, кварц-роговообманковые, биотит кварцевые сланцы /65,I27/.

В Уват-Хантымансийско-Ямальском Регионе на Красноленинском выступе группой Каменных скважин (I-6,9,I0,I3,2I) и Елизаровской 26 вскрыты кремнисто-серицитовые, хлорит-глинистые, глинистые, сильно дислоцированные и трещиноватые сланцы /I78/. Развитие таких же пород предполагается на Ляминском и Нядовском выступе, выделенных по геофизическим данным. На севере региона биотитовые гнейсы и слюдяные сланцы вскрыты скважинами на Ново-Портовской площади.

В Приалтае-Саянском регионе позднедокембрийские отложения вскрыты на Вездеходной и Мартовской площадях.

Наибольшая проходка (853 м) по верхнедокембрийским отложениям в Вездеходной параметрической скважине 3. Разрез сложен горизонтально слоистыми серыми доломитами с телами маломощных спилитов и дайками лампрофиров. Участками доломиты содержат слоевища из остатков водорослей. Доломиты очень крепкие. Каверны выщелачивания многочисленны в верхней части вскрытого разреза, чаще всего приурочены к водорослевым горизонтам. По остаткам водорослей М.А. Степановой и А.Г.Поспеловым доломиты отнесены рифею-венду (возможно низам нижнего кембрия). Толща доломитов литологически тождественна рифей-вендской западносибирской свите Кузнецкого Алатау, мощность которой достигает 2500 м. Выходы плотных доломитов отражаются резким повышением граничной скорости по их поверхности. Структурно здесь они слагают горст, находящийся на продолжении Яйско-Пезасского горста Кузнецкого Алатау и вероятно имеющий аналогичное строение Южнее, близ обрамления под маломощными отложениями кайнозоя группой Ижморских скважин вскрываются амфиболитовые, слюдяные сланцы и габбровые тела протерозоя, также слагающие продолжение Яйско-Пезасского горста.

Кембрийская система

Кембрийские образования встречены рядом скважин в Приенисейском регионе (Касские, Елогуйская, Кыксинские, Верещагинские, Игарские). Всеми скважинами вскрываются преимущественно карбонатные породы с прослоями буровато-,темно- и зеленовато-серых аргиллитов /I43/.

В Приалтаесаянском регионе на погружении структур Кузнецкого Алатау датированные кембрийские отложения пока не вскрыты, но вероятно они развиты в виде изолированных полей, выступающих из-под девонских эффузивов. Как и в обрамлении, они могут быть представлены доломитизированными и мрамори-

зованными известняками, глинистыми, кремнистыми сланцами, порфиритоидами, спилитами.

Ордовикская система

В Приуральском регионе ордовикские отложения вскрыты скважинами главным образом в непосредственной близости от обрамления. На севере Приуральского региона эти отложения представлены известняками, разнообразными сланцами, доломитами, кремнистыми породами, а также амфиболитами и порфиритоидами.

На юге Приуральского региона они участвуют в строении Троицко-Кенгусайского антиклинория и западного борта северной части Тургайского прогиба. Здесь они представлены филлитовыми, углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, кварцитами, кварцевыми аркозовыми песчаниками с прослоями глинистых известняков /70/.

В Приказахстанском регионе ордовикские отложения достаточно широко распространены. Они представлены в основном метаморфическими и вулканогенными породами /Мартусская, Октябрьская, Асановская, Смирновская и др. площади/, а также кремнисто-глинистыми породами /Сухменская, Макушинская площади/.

Ордовикские отложения вскрыты несколькими Алтайскими скважинами в пределах погруженных структур Горного Алтая, где представлены известняками и глинистыми сланцами, аналогичными ордовикским породам Горного Алтая.

В Приенисейском регионе отложения, близкие по составу ордовикским Норильского района, вскрыты Суходудинскими скважинами I,2 и 3. На карте они показаны нерасчлененными нижне-среднепалеозойскими.

В Приалтаесаянском регионе на продолжении под мезозойским чехлом структурных зон Кузнецкого Алатау вскрыты палеонтологически и радиологически датированные ордовикские отложения. Так, на Северо-Лымбельской площади в параметрической скважине I на глуби-

не 2I90 метров были вскрыты пестроцветные песчаники, алевролиты с маломощными прослоями известняков с остатками ордовикской фауны мшанок и трилобитов. Несколько южнее, на Няргинской площади в скважине I вскрыт близкий комплекс пород, но с телами эффузивов, радиологический возраст которых 438 млн.лет (лаборатория СНИИГГиМС). По составу пород и их цвету вскрытые образования близки локально развитым в мелких грабенах на Кузнецком Алатау верхнекембрийско-ордовикским молассового типа отложениям. Как на Северо-Лымбельской, так и на Няргинской площадях слои залегают под углом 50-60°. Породы не метаморфизованы и несомненно относятся к орогенным. В центральной части региона на Карбинской и Чачанской площадях по радиологическим данным ордовикский возраст имеют вулканиты основного состава 446 млн.лет (Карбинская I) и 457 (Чачанская I). Помимо вулканитов Чачанская скважина вскрыла также и песчано-глинистые отложения,залегающие ниже вулканитов.

Нерасчлененные образования нижнего палеозоя

Выделение этих образований обусловлено отсутствием прямых данных и других косвенных критериев для более детального подразделения.

В Приенисейском регионе нижнепалеозойские отложения являются платформенными,причем подразумевается, что доминирующее значение по площади распространения в составе нерасчленного нижнего палеозоя здесь имеют кембрийские породы /I57/.

В Приалтаесаянском регионе нижнепалеозойские образования слагают структурно-формационные зоны Салаирской складчатой системы, погребенные под маломощными кайнозойскими отложениями Бийско-Барнаульской впадины. Этот стратиграфический диапазон здесь представлен (судя по открытой части) как кембрийской, так и ордовикской системами, наибольшим развитием здесь

вероятно пользуются вулканогенные и карбонатные образования кембрия.

В Приказахстанском регионе поля развития предположительно нижнепалеозойских образований связаны в первую очередь с синклинорными структурно-формационными зонами каледонид. В антиклинорных зонах здесь обнажаются (как и в открытой части) преимущественно докембрийские метаморфические породы и гранитные батолиты. Нижнепалеозойские толщи,вероятно, представлены только ордовикскими глинисто-сланцевыми и карбонатно-глинисто-сланцевыми образованиями. В восточных частях региона в них, вероятно, присутствуют и вулканогенные кембрийские породы.

В Приуральском регионе нижнепалеозойские образования представленные гаммой ордовикских и возможно кембрийских сланцев, и метаморфизованных вулканитов основного состава, тяготеют к приосевым зонам мегантклинорных и антиклинорных структур, часто прорываются гранитными батолитами. Таким образом, поля развития нижнего палеозоя в этом регионе четко контролируются структурной зональностью.

В Центрально-Западносибирском регионе выходы нижнепалеозойских образований имеют значительное развитие, вероятно, только в западных и юго-западных частях, где фундамент слагают структурно-формационные зоны, являющиеся погруженными аналогами Чингиз-Тарбогатайской зоны Восточного Казахстана. Метаморфизованные вулканиты кембрия и ордовика тяготеют к осевым зонам мегантиклинориев, являясь выходами наиболее древнего геосинклинального комплекса этих структур.

В пределах юго-восточной части региона к нижнему палеозою отнесены глинисто-сланцевые образования,имеющие большое сходство с позднекембрийско-раннеордовикской горноалтайской серией.

Силурийская система

Силурийские отложения, как и ордовикские, выделены в регионах, близких к обрамлению. В Приуральском регионе по аналогии с обнаженным Уралом к силуру отнесены породы, вскрытые скважинами на Сартыньинском антиклинории. Они представлены глинисто-углистыми, хлоритовыми и амфиболитовыми сланцами, эффузивами основного и среднего состава, мраморами.

Более широкое распространение, особенно в северной части региона имеют образования, условно датируемые верхним силуром - нижним девоном. Преобладающими породами в этом комплексе, по данным Н.Б.Малютина, являются эффузивы основного состава и их туфы. Меньшее развитие имеют сланцы и известняки.

В Приказахстанском регионе наличие силурийских образований предполагается в Иртышском прогибе. Здесь отнесены к силуру, вскрытые несколькими скважинами (Саргатские I и 4, Нагорнинская), где они представлены вулканогенно-осадочными и эффузивными породами, смятыми в складки.

В последнее время в связи с широким разворотом параметрического бурения в Центрально-Западносибирском регионе (юго-восточная часть) получены сведения о развитии силурийских отложений существенно карбонатного состава с многочисленными остатками фауны. Наиболее полно изучены силурийские отложения на Малоичской площади по разрезу параметрической скважины 4/28/.

Проходка по силурийским отложениям, представленным серыми известняками и доломитами, в этой скважине составляет 690 метров. По наблюдениям автора угол падения слоев по разрезу данной скважины составляет порядка 45°, поэтому мощность нормальных вскрытых отложений значительно меньше. Многочисленные определения остатков фауны, выполненные учеными института геологии и геофизики

СО АН СССР, дают основания относить вскрытые известняки к пржидольскому и лудловскому ярусам.

Девонская система

Отложения девонской системы распространены наиболее широко. Они характеризуются большим многообразием формаций, что является следствием разнообразных тектонических условий, господствовавших в разных районах плиты. В примыкающих к обрамлению зонах при наличии достаточного фактического материала девонские отложения расчленены более дробно.

В Приуральском регионе предположительно отложения среднего верхнего девона встречены несколькими скважинами на Сысконсыньинской, Таёжной и Шаимской площадях, где они представлены углисто-кремнистыми, кремнистыми, глинисто-кремнистыми,хлорит-глинистыми сланцами.

Верхнедевонские отложения выделены условно только в структурах, простирающихся в пределы плиты с обрамления. Нерасчленные девонские отложения выделены в Ляпинском и Щучьинском синклинориях. На юге Приуральского региона в Тургайском прогибе девонские отложения вскрыты скважинами на Новонеженской, Косолаповской площадях и на Кустанайском опорном профиле. К нижнему-среднему девону автором отнесена, вскрытая скважиной II5 Новонежинской площади, толща эффузивных и красноцветных пирокластических пород видимой мощностью 835 м. Аналогичные эффузивы и красноцветные конгломераты распространены в ряде пунктов в пределах Казахстанского обрамления.

Верхнедевонские отложения, по-видимому, имеют повсеместное развитие в Тургайском прогибе, но они перекрыты нижнекаменноугольными и более молодыми палеозойскими образованиями. Под мезозоем фаменские отложения выходят отдельными участками в ядрах крупных антиклиналей, в частности на Новонежинской площади в скважи-

не 125, где их полная мощность составляет 235 м. Они представлены толщей красноцветных гипсоносных песчано-глинистых слоев, чередующихся с известняками и доломитами.

На Косолаповской площади девонские отложения вскрыты в глубокой скважине I под нижнекаменноугольными отложениями. Вскрытая часть нижне-среднедевонских образований содержит большое количество вулканогенных разностей среднего и основного состава, тогда как в верхнем девоне здесь преобладают карбонатные и терригенные породы.

Девонские отложения Тургайского прогиба формировались в двух структурных зонах, западная часть этой полосы слагается типично геосинклинальными образованиями, восточная - представленная разрезами на Новонеженской, Косолаповской площадях и Кустанайском профиле - эпигеосинклинальными, несущими все черты отложений унаследованно-наложенных впадин каледонид Казахстана. Дислоцированность девонских отложений в этой зоне сложная, но несколько меньшая в сравнении с западной.

В Приказахстанском регионе предположительно девонские отложения встречены Камышловскими I и 2 и Саргатскими 3,4 и 6 скважинами. Они образованы толщей эффузивов (кварцевых порфиров, альбитофиров) и их туфов, реже - туфогенных песчаников и алевролитов.

К востоку от г.Петропавловска девонские отложения вскрыты Яковлевскими скважинами: здесь девон сложен красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, отождествляемыми с верхнедевонскими красноцветными терригенными отложениями Казахстанского Приишимья. Отложения характеризуются низкой степенью вторичных (эпигенетических) изменений и слабой дислоцированностью.

В Приалтае-Саянском регионе девонские отложения представлены всеми отделами. Наибольшее развитие имеют

вулканогенные образования нижнего-среднего девона, составляющие быскарскую серию,широко развитую в Минусинских впадинах. Быскарская серия вскрыта Белогорской и Мариинской опорными скважинами и Белоярской I-Р, а также рядом неглубоких скважин вблизи обрамления. Во всех скважинах серия представлена порфиритами, чередующимися с туфами того же состава, с редкими прослоями эффузивно-осадочных разностей пород. Вулканогенные образования перекрываются красноцветными терригенными отложениями среднего-верхнего девона. Эти отложения вскрыты Белогорской и Мариинской, Западной и Ажарминской скважинами. В Мариинской скважине красноцветные отложения начинаются прослоем конгломерата из галек фельзит-порфиров, выше которого разрез сложен бурым мергелем и алевролитом.

В юго-западной части Приалтае-Саянского региона предположительно среднедевонские образования вскрыты Кучукскими скважинами I,2 и 4. Они представлены глинисто-кремнистыми сланцами и порфиритами.

В Приенисейском регионе предполагается широкое развитие девонских отложений во впадинах платформенного типа. В Касской впадине девонские отложения представлены толщей переслаивающихся красно-бурых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями конгломератов и известняков. Мощность девонских отложений вскрытых Касской опорной скважиной 535 м.

В пределах Центрально-Западносибирского региона девонские отложения развиты особенно широко. Они представлены преимущественно геосинклинальными формациями, среди которых наиболее развиты глинисто-сланцевая и карбонатная. Девонские отложения представлены всеми отделами. Карбонатная формация образует нижний и средний отделы, а глинисто-сланцевая верхний девон-нижний карбон.

Территориальное развитие этих формаций обусловлено структур-

но-формационной зональностью: глинисто-сланцевая формация слагает протяженные относительно узкие полосы инверсионных мегантиклинориев, карбонатная - развита на жестких блоках, где имеет соответственно менее напряженную складчатость и меньший метаморфизм. Однако, имеются инверсионные антиклинорные зоны, сложенные как карбонатной, так и глинисто-сланцевой формациями, но, как правило, в этих случаях глинисто-сланцевая формация представлена образованиями несколько отличного состава: глинистые пачки чередуются с карбонатными, а общая степень метаморфизма ниже и в отдельных случаях не достигает стадии глинистых сланцев.

Большое значение для изучения девонских отложений имеет ведущееся параметрическое бурение в юго-восточной части плиты.Здесь в последние годы получены разрезы девона в различных структурно-формационных зонах.

Вдоль южного и северо-восточного края Центрально-Западносибирского региона тянется широкая полоса развития глинисто-сланцевых образований верхнего девона - нижнего карбона. Эта полоса обнажается частично в районе Томь-Колыванской зоны, а на юге ее продолжением является Калба-Нарымская зона Восточного Казахстана. Черные глинистые сланцы и филлиты вскрыты в пределах погруженной части Томь-Колыванской зоны Светлой-Зарей I, Коченевскими I2,I4, 45,39, Песчано-Дубровской I, Сташковскими 2,3,4 и Киреевскими 2, 7,9,I0 скважинами. В районе Томска зона глинистых сланцев меняет свое простирание с северо-восточного на северо-западное и протягивается через всю Западно-Сибирскую плиту до полуострова Ямал. На этом отрезке девонские глинистые сланцы и филлиты вскрыты в ряде скважин: Северо-Колпашевской 8I, Куржинской 235, Береговой I, Пайдугинской I, Кананакской I, Малочимулякской I, Сибкраевской 370, а значительно севернее - Кыс-Еганской I, Южно-Русской 24,где по данным В.С.Бочкарева в маломощных известняковых прослоях были

найдены остатки девонских фораминифер. По керну всех скважин констатируется крутопадающее залегание слоев, рассланцовка и кливаж. Эта структурно-формационная зона характеризуется наибольшей выдержанностью состава пород и практически полным отсутствием иных разностей кроме черных глинистых сланцев, часто достигающих по метаморфизму стадии филлитов. Палеонтологически датированные средне-верхнедевонские отложения, представленные карбонатными, кремнистыми, глинисто-сланцевыми и эффузивными образованиями, вскрыты большой группой скважин на Колпашевской, Поскоевской, Усть-Сильгинской, Северо-Сильгинской, Западно-Сильгинской, Кочебиловской, Мурасовской, Трассовой и Ново-Никольской площадях. В этой полосе девонских образований пробурена Ново-Никольская параметрическая скважина I. Скважиной пройдено по девонским мраморизованным известнякам с редкими телами диабазов и терригенных пород I548 метров. Слои в разрезе скважины падают под углом 60-70^{0}.

Кремнисто-глинистые породы с остатками радиолярий девонского облика (по заключению Р.Х.Липман), перемежающиеся с эффузивами основного состава и их туфами, вскрыты Усть-Сильгинскими скважинами 3,II,I2.

По всем выше перечисленным площадям в скважинах, где отмечалась слоистость, выраженная чередованием литологических разностей пород,углы падения слоев составляли порядка 45^{0} (в Северо-Сильгинской - I0-20^{0}). Данная литологически сложно построенная полоса преимущественно девонских образований слагает антиклинорную зону, протягивающуюся в Среднее Приобье, где на Варь-Еганской площади скважиной 5 вскрыты глинистые сланцы и известняки с остатками фауны нижнего девона и силура /27/. Однотипность образований, вскрытых на Варь-Еганской площади с отложениями,встреченными скважинами Сильгинско-Новоникольской группы, подтверждает правомерность выделенной при интерпретации геофизических

данных единой структурно-формационной зоны, простирающейся по обе стороны Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта-структуры, которая многими исследователями считается пограничной между двумя разноразвивающимися блоками земной коры.

Следующая полоса девонских отложений простирается из района Пудино в район Нижневартовска. Это также сложно построенная полоса. На многих площадях в ее пределах девонские отложения представлены известняками, доломитами, известковистыми аргиллитами, относящимися к среднему-верхнему девону, и карбонатно-глинисто-сланцевыми образованиями позднего девона - раннего карбона. Девонские отложения этой геосинклинально-складчатой зоны наиболее полно вскрыты в своде одной из многочисленных антиклинальных складок Лугинецкой параметрической скважиной I70, которая прошла по ним I526 м. Существенно карбонатный с редкими прослоями глинистых пород и основных эффузивов разрез по заключению О.И.Богуш, В.Н.Дубатолова, В.И.Краснова, Л.С.Ротанова и О.В.Юферева относится к верхнему и среднему девону. Палеонтологически охарактеризованные известняки нижнего-среднего девона вскрыты на Сельвейкинской, Останинской и Северо-Останинской площадях. Средне-верхнедевонские карбонатные и глинисто-сланцевые с прослоями известняков отложения вскрыты на небольшую глубину в скважинах Останинской 435, Южно-Мыльджинской 22,27, Мыльджинских I,II, Пуглалымской 45, Чарымовской 80. Углы падения слоев во всех перечисленных скважинах составляют 45^{0} и более градусов кроме Лугинецкой I70, где они не более $I0^{0}$.

В северо-западном направлении эта полоса девонских отложений так же, как и предыдущая зона, протягивается в Среднее Приобье. Здесь фаунистически датированные среднедевонские карбонатные отложения и глинистые сланцы встречены на ряде площадей. Наибольшая проходка (677 м) по девонским перекристаллизованным известня-

кам достигнута на Медведевской площади параметрической скважиной I. Средне-верхнедевонский возраст известняков установлен по остаткам фауны фораминифер Г.М.Татьяниным. Аналогичные карбонаты вскрыты скважинами: Комсомольской III и Квартовой 3.

Глинистые сланцы и кремнистые породы,вероятно,позднедевонского возраста вскрыты здесь в Мегионской 132, Соснинской 16, Южно-Сосьвинской I. Помимо осадочных метаморфизованных пород в этой полосе многими скважинами вскрыты различные эффузивы (преимущественно основные),однако, ввиду малой проходки они не были перебурены. Присутствие среди девонских отложений основных эффузивов спилитового ряда является характерной чертой и для соседней полосы, где также преимущественно карбонаты /51/.

Наиболее полно изучен разрез девонских отложений в пределах Малоичской, Еллей-Игайской, Калиновой и Тамбаевской площадей.Данная группа площадей, имея разрез девона, близкий по вещественному составу с выше описанной полосой, отличается несколько меньшим эпигенезом пород и относительно меньшей дислоцированностью, хотя складчатость, судя по очень крутым углам падения слоев в разрезах большинства скважин, также весьма напряженная.

На Малоичской площади параметрической скважиной 4 по девонским отложениям пройдено 1072 м. Разрез сложен органогенными известняками, доломитами с единичными маломощными телами эффузивов основного состава. По наблюдениям автора слои падают под углом не менее 45°. Стратиграфически девонская часть разреза скважины представлена нижней частью среднего и полностью нижним девоном /29,85/. На Еллей-Игайской площади параметрической скважиной 2 по девонским отложениям пройдено 1478 м. По заключению В.Н.Дуботалова, В.И.Краснова, Л.С.Ротанова и О.В.Юферева /22/ здесь присутствуют породы всех трех отделов девона. Разрез представлен известняками с подчиненными прослоями вулканогенных и песчано-глинис-

тых пород. Слои наклонены под углом в 60°. На Тамбаевской площади параметрическая скважина 3 прошла по девонским карбонатным отложениям 953 м. Возраст известняков по многочисленным фаунистическим остаткам охватывает средний-нижний девон и возможно нижний силур /29/. В интервале 3530-3590 м, то есть в 495 метрах от поверхности палеозойских отложений, вскрыта толща пестроокрашенных бурых и серых очень слабых алевролитов с мелким обуглившимся растительным детритом. В составе цемента много каолинита. Этот интервал характеризовался при бурении потерей циркуляции. По каротажным материалам подобные интервалы имеются и глубже, но они меньшей мощности. Автором высказывается предположение, что данные интервалы представляют собой палеопещеры, выполненные раннесреднеюрскими осадками. Судя по характеру контакта девонских известняков и мезозойско-кайнозойского чехла, карстовые процессы на этой территории развиты были очень широко. Карст часто выполнен бокситами, гиббсит-сидеритовой рудой.(Чарымовская, Лугинецкая, Урманская, Верх-Тарская площадь).

Глинисто-сланцевые образования верхнего девона-нижнего карбона в этой полосе вскрыты на Майской площади параметрической скважиной I. Разрез представлен тонким переслаиванием черных глинистых сланцев и маломощных известняков. Скважина прошла по данным отложениям 840 метров. Слои в разрезе скважины падают под углом 65-70°.

В юго-западной части Центрально-Западносибирского региона девонские образования известны на Бочкаревской площади, где они представлены кремнистыми сланцами с остатками радиолярий, сходных по заключению Р.Х.Липман с остатками радиолярий из девонских пород Южного Урала.

Аналогичные кремнисто-глинистые породы с остатками радиолярий, чередующиеся с черными аргиллитами и туфогенными породами,

встречены Туйскими скважинами. Барабинская опорная скважина I вскрыла туфогенно-осадочную дислоцированную толщу в маломощных прослоях известняков, в которой содержатся остатки фауны палеозойских (ближе неопределимых) криноидей и радиолярий по заключению Р.Х.Липман девонского возраста. В туфогенных слоях присутствуют споры, которые Е.М.Андреевой отнесены к верхнедевонским.

Несомненно девонские образования развиты и в других районах Центрально-Западносибирского региона, но ввиду отсутствия буровых данных на карте не проводится более дробной стратиграфической разбивки, чем крупные условные подразделения палеозоя: нижний, средний и верхний. Поэтому развитие средне-палеозойского комплекса предусматривает в значительной своей части распространение именно девонских отложений.

В Уват-Хантымансийско-Ямальском регионе палеонтологически датированные девонские отложения вскрыты только на Фроловской площади. Здесь скважиной I под мезозойско-кайнозойскими отложениями встречены темно-серые известняки с остатками фауны фораминифер, остракод и водорослей. По заключению Г.В.Прониной эти известняки относятся к эйфельскому ярусу. Предполагается, что в составе осадочных бассейнов доюрского фундамента этого региона девонские отложения могут иметь широкое развитие. Аналогичные известняки вскрыты рядом скважин на Горелой площади близ Ханты-Мансийска.

Каменноугольная система

Отложения каменноугольной системы наиболее уверенно выделены в районах, примыкающих к обрамлению, а в центральных районах плиты их присутствие в ряде случаев аргументируется только общегеологическими закономерностями.

В Приуральском регионе, особенно на юге, каменноугольные отложения вскрыты большим количеством скважин. Турней-

ские отложения здесь сложены известняками, алевролитами и песчаниками с остатками фауны. В приосевой зоне Тургайского прогиба эти породы замещаются доломитами. Визейские и намюрские образования существенно различны по своему составу в западной и восточной частях прогиба. В восточной зоне они представлены в основном известняками с большим количеством остатков криноидей, брахиопод и кораллов, с прослоями песчаников, глинистых известняков, туфопесчаников. В западной зоне только нижняя часть визейского яруса сложена карбонатно-глинистыми породами, а верхняя часть визе- и намюрский ярус слагают эффузивные и эффузивно-осадочные образования, выделяемые в валерьяновскую свиту.

Предполагается, что нижнекаменноугольные отложения, аналогичные по составу Восточного Урала, развиты в Ляпинском, Сысконьсыньинском, Талицком, Алапаевском, Шеркалинском синклинориях и других, более мелких отрицательных структурах. В Сысконьсыньинском синклинории относимые к карбону образования представлены глинистыми, углисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами.

В Ляпинском и более мелких синклинориях предполагается развитие отложений среднего карбона, представленных конгломератами, песчаниками, возможно, с прослоями известняков. Нерасчлененные отложения карбона предположительно развиты в Щучьинском синклинории.

В Приказахстанском регионе по данным комплексного анализа геофизических и буровых материалов выделены небольшие поля нижнекаменноугольных отложений. Рявкинские скважины вскрыли толщу пород, сложенную переслаивающими органогенными, частично перекристаллизованными и окремненными известняками, полимиктовыми песчаниками, тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами. Определения остатков фауны из этой толщи, сделанные В.П.Нехорошевым и А.П.Ротаем, указывают на раннекаменноугольный возраст.

Присутствие каменноугольных отложений предполагается в Иртышском прогибе. Их состав, вероятно, аналогичен нижнекаменноугольным отложениям впадин Центрального Казахстана.

В Центрально-Западносибирском регионе каменноугольные отложения представлены в основном турнейским и визейским ярусами, входящими в состав геосинклинальной глинисто-сланцевой формации верхнего девона-нижнего карбона, подразделение которой представляет большую сложность даже в открытых районах Томь-Колыванской и Калба-Нарымской зон. Поэтому на геологической карте возможные поля развития только нижне-каменноугольных отложений отмечены в местах, структурно представляющих собой наиболее прогнутые зоны, тогда как на большей части территории региона турнейские и визейские образования подразумеваются в составе нерасчлененных верхнедевонско-нижнекаменоугольных глинисто-сланцевых толщ или в составе нерасчлененного среднего палеозоя. Палеонтологически охарактеризованные нижнекаменноугольные отложения отмечены в единичных скважинах. Так Парбигская параметрическая скважина I прошла 667 метров наклоненных под углом 60° углисто-глинистых сланцев с маломощными единичными прослоями черных известняков, телами габбро-диабазов и керсантитов. В известняках были найдены остатки фораминифер, которые по мнению О.И.Богуш, В.Н.Дуботалова, О.В.Юферева характеризуют визейский ярус.

На Верхне-Салатской площади в скважине 2I на небольшую глубину были вскрыты известняки, содержащие также остатки визейских фораминифер.

Глинистые сланцы с прослоями известняков с остатками фораминифер визейского и возможно намюрского возраста вскрыты Средне-Васюганской скважиной I. Аналогичный комплекс пород вскрыт на Южно-Демьянской площади в скважине I. Геологических материалов, позволяющих выделить Средне-верхнекаменноугольные отложения, пока

нет. Эти отложения предположительно участвуют в составе нерасчлененных верхнепалеозойских отложений, поля развития которых вероятно значительны, но большой мощности (1-2 км) они достигают в единичных прогибах.

Предполагается, что средний-верхний-карбон представлен терригенными угленосными отложениями, близкими острогской и нижнебалахонской свитам Кузнецкого прогиба.

В Приалатае-Саянском регионе каменноугольные отложения вскрыты в Чулымской опорной скважине 1. Скважина прошла по каменноугольным отложениям 445 метров, из которых верхние 241 метр сложены песчано-глинистыми породами и растительным детритом. По комплексу спор и пыльцы, определенных Г.П.Радченко, эти отложения соответствуют острогской и нижнебалахонской свитам Кузбасса. Нижняя часть вскрытого разреза сложена известняками,песчаниками и алевролитами с остатками фораминифер, спикул губок и чешуи рыб, характерных для турнейских и визейских отложений Кузнецкого прогиба и Минусинских впадин.

В Приенисейском регионе предполагается широкое развитие каменноугольных отложений, слагающих крупные депрессионные структуры, однако они вскрыты только скважиной 1 на Западно-Ермаковской площади, где представлены известняками и аргиллитами углистыми, сходными по литологии с нижним карбоном Игарско-Туруханского района.

Каменноугольные отложения предполагаются в центральной наиболее прогнутой части Каспийской впадины.

Пермская система

Поля развития пермских отложений предполагаются только в пределах Севера Западной Сибири, где по данным сейсмических работ последних лет, проведенных Главтюменьгеологией, под юрскими отложениями с небольшими угловыми несогласиями

залегают квазиплатформенные отложения мощностью 2-3 и более километров. В составе этого чехла, исходя из анализа близ лежащих обрамлений, предполагается присутствие существенно терригенных пермских и триасовых отложений. На карте отражено вероятное присутствие пермских отложений на относительно приподнятых участках складчатого фундамента, тогда как в депрессиях они перекрыты триасовыми образованиями. Пермские отложения предполагаются также в Приенисейском регионе, где они возможно развиты в центральных частях крупных впадин.

На большей же части Западно-Сибирской плиты возможное присутствие пермских отложений подразумевается в пределах полей нерасчлененных верхнепалеозойских отложений.

Верхний палеозой

Нерасчлененные образования верхнего палеозоя выделены практически во всех регионах Западной Сибири. Однако, стратиграфический объем верхнего палеозоя в разных участках плиты различен. В одних районах в его составе присутствует только средне- и, возможно, верхнекаменноугольные отложения (Приуральский регион), в других он, вероятно, состоит преимущественно из пермских или даже пермско-триасовых отложений (Центрально-Западносибирский регион). В подавляющем большинстве случаев поля развития верхнепалеозойских образований приурочены к впадинам и прогибам геосинклинально-складчатого комплекса и представлены молассовыми или вулканогенными формациями.

В пределах Приуральского региона верхнепалеозойские отложения изучены наиболее полно на юге в Тургайском прогибе, где они вскрыты многими скважинами и представлены красноцветными грубообломочными породами, чередующимися с эффузивами и эффузивно-осадочными образованиями с редкими прослоями карбонатных пород. Стратиграфически здесь верхний палеозой представлен

средним-верхним карбоном и намюрским ярусом нижнего карбона, формационно составляющим единый комплекс со средним-верхним карбоном.

В Приказахстанском регионе верхнепалеозойские отложения выполняют Вагай-Ишимскую впадину. Вяткинская и Ракитинская группы скважин вскрывают толщу основных эффузивов, туфов, туфобрекчий с прослоями аргиллитов. Возраст толщ по данным спорово-пыльцевого анализа определен Л.В.Ровниной как пермо-триасовый.

Триасовая система

Триасовые образования развиты во всех регионах плиты, но их стратиграфический объем, состав и мощность специфичны практически в каждом из них.

Наиболее полно триасовые отложения изучены в Зауралье и в Норельско-Туруханском районе Сибирской платформы. Расчленение триасовых отложений, принятое Тюменским совещанием в 1976 году, базируется на разрезе Челябинского грабена, где триасовая система представлена почти в полном объеме (отсутствуют, по-видимому, только индский ярус нижнего триаса), а рэтский ярус и начало нижней юры составляют единую угленосную серию. В большинстве районов в составе нижне-среднетриасовых образований большую роль играют базальты, долериты и их туфы. Наиболее обогащен основными вулканитами нижний отдел. Это по существу аналоги триасовой трапповой формации Сибирской платформы. Наибольшую мощность вулканогенные образования нижнего-среднего триаса имеют в крупных депрессиях фундамента: грабенах, межгорных прогибах, синклинориях и впадинах, но в Среднем Приобье они распространены и на поднятиях. Среди покровов базальтов развиты обломочные и глинистые породы, как правило, содержащие многочисленные растительные остатки и широкие споро-пыльцевые спектры. В пределах Центрально-Западносибирского района наиболее представительны разрезы Никольской и Саймовской параметрических скважин, описание разрезов которых дает-

ся в разделе 3.7.

В северных районах плиты мощным плащем развиты средне-верхнетриасовые терригенные отложения, выделяемые В.С.Бочкаревым в самостоятельную тампейскую серию /34/. Мощность этих отложений по сейсмическим данным достигает 6 км, однако, на больших площадях она, вероятно, не будет превышать 2 км. Эту часть разреза триаса часто причленяют уже к платформенному чехлу /103/.

Нижний отдел юрской системы

Нижнеюрские отложения, датированные по растительным остаткам, развиты в составе фундамента в Приуральском и Приказахстанском регионах. Они не имеют сколько-нибудь значительного площадного развития, являющегося необходимым условием для платформенных формаций чехла, и выполняют структуры, свойственные переходному от геосинклинального к платформенному этапу развития (грабены и впадины-грабены). В восточных регионах плиты нижняя юра образует сплошной покров и относится к нижнему горизонту платформенного чехла.

В Центрально-Западносибирском регионе к нижней юре условно могут быть отнесены кайнотипные липариты, вскрытые на ряде площадей (Моисеевская, Оленья, Эмторская, Тунгольская, Шингинская, Кыкинская, Квензорская, Инкинская и др.). Возраст пород (калий-аргоновый метод), как правило, не согласуется с геологическими данными и является заведомо меньшим. Наиболее часты цифры, соответствующие меловому периоду (Моисеевская пл. скв.6 - 84 млн.л., Шингинская пл. скв.297 - 100 млн.л., и др.).

В ряде случаев липариты, вероятно, перекрывают базальты нижнего-среднего триаса (Эмторская, Шингинская и д. площади). На всех площадях эти эффузивы перекрываются средними слоями тюменской свиты. Кислый магматизм начала юрского периода является следствием разуплотнения (сиализации) тектоносферы, приведшего к об-

щему сводовому поднятию огромной территории, по-видимому, охватывающему Центрально-Западносибирский, Салымский, Уват-Хантыманcийско-Ямальский регионы.

3.5. Морфология поверхности геосинклинально-складчатых комплексов фундамента

В пределах Западно-Сибирской плиты следует различать два главных раздела верхней части земной коры: поверхность доюрского фундамента, отделяющую всю совокупность его разнородных структурно-формационных зон от платформенного чехла плиты, и поверхность геосинклинально-складчатого комплекса фундамента. Поверхность геосинклинально-складчатого комплекса фундамента представляет собой раздел, ниже которого отсутствуют неизмененные осадочные образования, могущие рассматриваться как нефтегенерирующие и аккумулирующие промышленные скопления нефти и газа, в связи с чем в зарубежной нефтяной геологии его иногда называют экономическим фундаментом.

Первые сведения о глубинах залегания геосинклинально-складчатых комплексов в пределах Западно-Сибирской плиты относятся к середине 50-х годов.(Симоненко Т.Н., Проводников Л.Я., Ростовцев Н.Н., Каратаев Г.И. и др.). Особенности строения этой поверхности затем были рассмотрены Э.Э.Фотиади и В.С.Сурковым /252/. Несколько позже такого рода построения, но более детальные, были выполнены В.С.Сурковым, О.Г.Жеро, В.Н.Крамником и др. /48,202,226,227/.

За последние годы получен новый обширный фактический материал, который во многом уточняет строение поверхности геосинклинальных комплексов. Этот материал в совокупности с прежней информацией послужил основой для составления крупномасштабной (I:I5000000) структурной карты этой поверхности. Вариант этой карты в масштабе I:5000000 под редакцией Суркова В.С., Жеро О.Г. опубликован в

1981 г. Генерализированный вариант этой карты с некоторыми изменениями составлен автором (приложение 4).

Для Западно-Сибирской плиты с ее гетерогенным преимущественно палеозойского возраста фундаментом кровля геосинклинальных комплексов (гранитно-метаморфический слой) так же не является вещественно гомогенной. В одних случаях (синклинории унаследованного типа) ее слагают палеозойские вулканогенно-осадочные образования основного состава с большим количеством интрузий основного и ультраосновного состава, в других (антиклинории унаследованные и инверсионные) случаях ее образуют существенно кремнисто-глинистые комплексы низких и средних фаций метаморфизма с интрузивными телами гранитоидов, в-третьих, на участках докембрийской складчатости кристаллическими образованиями разного состава и, наконец, в-четвертых, базитами рифтовых структур.

Основные методические положения изучения структур поверхности геосинклинально-складчатых комплексов, рассмотренные в главе 2, здесь целесообразно конкретизировать относительно обоснования сейсмических горизонтов, которые соответствуют этой поверхности применительно к геологическим условиям Западно-Сибирской плиты.

Поверхность доюрского фундамента (преломляющая граница Ф), соответствующая разделу чехол-фундамент, является наиболее четкой, фиксируемой методом преломленных волн. В Приуральской части плиты, где мощность чехла не превышает двух километров, граница Ф достаточно точно прослеживается и методом отраженных волн.

Глубже границы Ф, отступая от нее на 1-5 реже более километров, прослеживается преломляющая граница I. Граничная скорость упругих волн по ней составляет 6,2-6,4 км/с. Впервые установленная Н.Н.Пузыревым и С.В.Крыловым /214/ при проведении работ ГСЗ по реке Оби, эта граница теперь прослеживается практически на всех профилях КМПВ и ЗПВ, где методика исследований направлена на регист-

рацию преломленных волн со значительных глубин. Граница I сливается с границей Ф на участках, где скорость на границе Ф достигает 6,2 км/с. Такие участки составляют относительно небольшие отрезки профилей КМПВ и небольшие площади при площадных работах ЗПВ и ГСЗ. Дифференциация скоростей по данной границе значительно меньше, чем по границе Ф, но размеры и амплитуда структур ее рельефа характеризуется значительно большими размахами, в ряде случаев неся все черты блоков. Профиль ГСЗ в пределах Среднего Приобья является наиболее характерным по распространению преломляющей границы I. Здесь она прослеживается субгоризонтально на протяжении более 450 км от Ханты-Мансийска до Александровского /122, 214/. (1974). Многие исследователи, опираясь только на данные сейсмических методов разведки, полагают, что граница I на этом профиле и вообще в пределах всей плиты является кровлей геосинклинально-складчатых или кристаллических комплексов, а толща, заключенная между горизонтами Ф и I, представляет собой платформенный палеозойский чехол. Такая трактовка основана на том, что граничная скорость по поверхности кристаллических пород фундамента хорошо изученной Русской платформы также составляет 6,2-6,4 км/с. Совершенно естественно, что данные представления на геологическую природу преломляющего горизонта I влекут за собой принципиальные далеко идущие выводы относительно потенциальной нефтегазоносности палеозоя Западной Сибири. В связи с этим особую актуальность приобретают данные о строении интервала между границами Ф и I, что естественно затрагивает и вопрос о природе горизонта/81,120/.

На упомянутом выше профиле ГСЗ по р.Оби, где имеет место сплошное развитие горизонта I от Ханты-Мансийска до Александровского, данные бурения указывают на широкое развитие геосинклинально-складчатых метаморфических образований (рис.4). Так в скважинах Усть-Балыкский 61 и 234 под мезозойско-кайнозойским

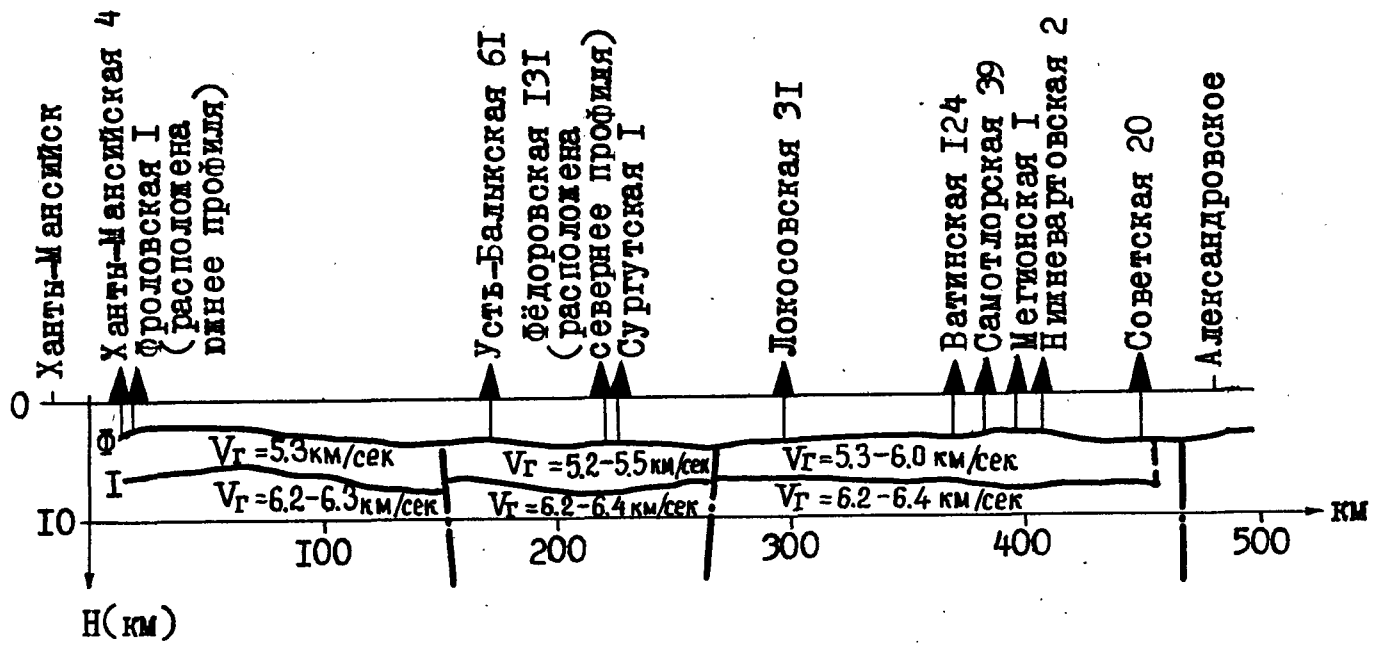


Рис. 4 СЕЙСМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ГСЗ по р.Обь

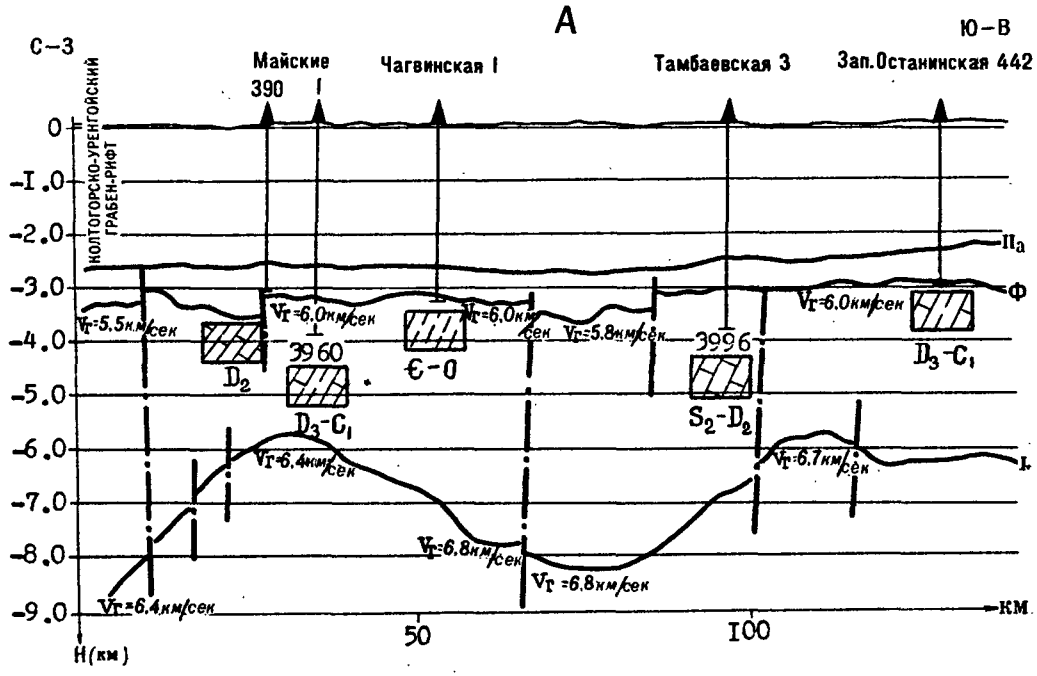
(по Н.Н.Пузыреву, С.В.Крылову и др. /I84/)

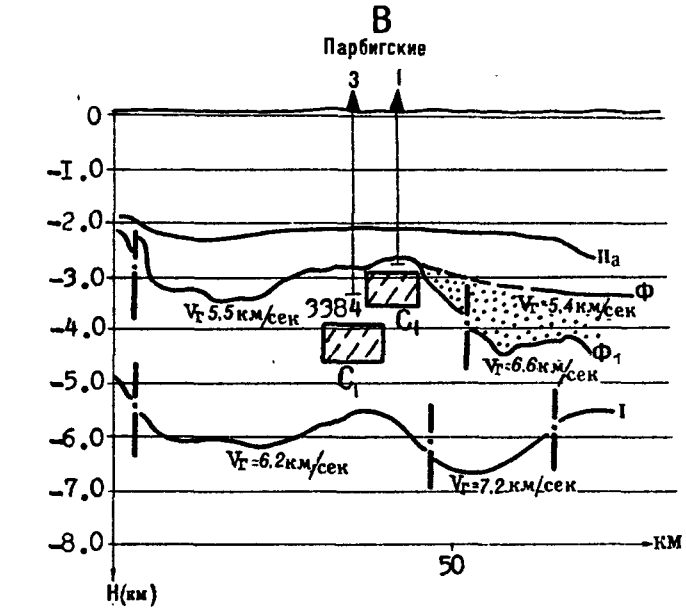
чехлом вскрыты серпентениты, а в Самотлорской 39 кроме серпентинитов, которые вскрыты на забое (2752-2755 м), также и глинисто-сланцевые образования, вмещающие серпентиниты. Глинисто-сланцевые метаморфические образования выходят на поверхность фундамента (граница Ф) на мегионской площади. Здесь в скважине I вскрытый разрез (2633-2754 м) представлен филлитами и спонголитами, в скважине 2 (2750-2791 м) - зеленокаменно-измененные туфы и туффиты. Рассланцованный окремненный доломит вскрыт здесь скважиной 132 (2620-2640 м). Метаморфические сланцы вскрыты на Ватинской площади в скважине 124. Слюдяной сланец кварц-альбит-хлорит-серицитового состава и метаморфизованные эффузивы основного состава вскрыты Нижневартовской скважиной 2 (2809-2862). Несомненно, геосинклинальные образования - березиты встречены скважиной 4 (2305-2311 м) на Ханты-Мансийской площади. Мраморизованные известняки с остатками среднедевонских фораминифер и водорослей вскрыты Фроловской скважиной I (3157-3404).

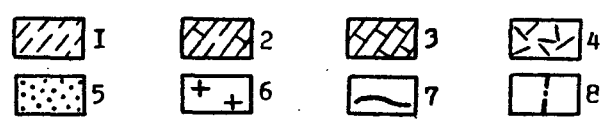
Образования постгеосинклинальные в пределах профиля ГСЗ по Среднему Приобью представлены триасовыми вулканитами основного состава. Триасовые базальты вскрыты Локосовской 31 (3181-3264 м). О мощности базальтов, залегающих в Аганском грабен-рифте, пересеченном районе Сургута профилем ГСЗ, но не нашедшем в нем отражения, вероятно, ввиду своей небольшой ширины и схематичности работ, говорят данные бурения Федоровской 131 и Омбинской 2, где пройдено по базальтам соответственно 1200 и 1300 м, причем обе скважины не вышли из них.

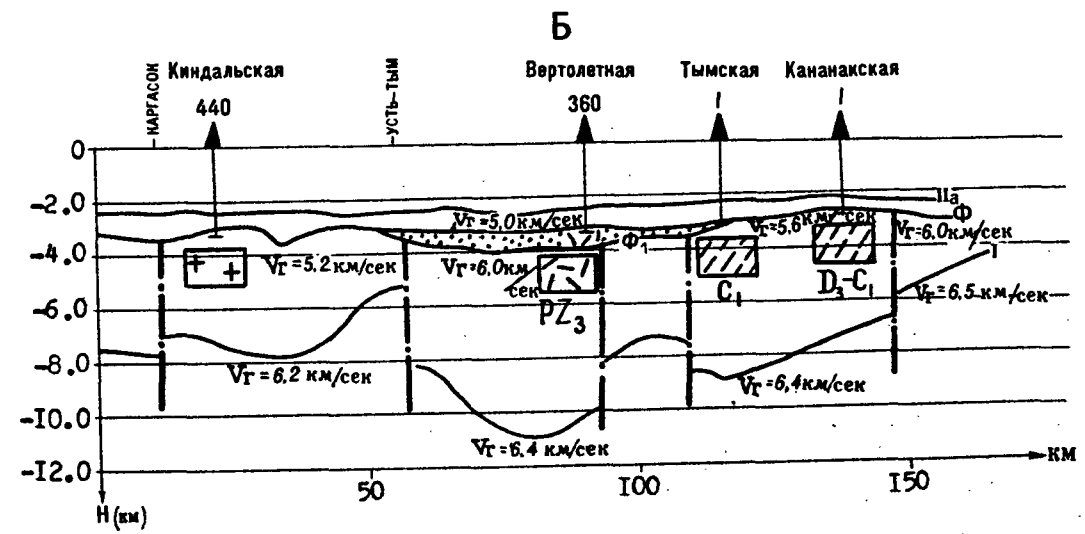
Таким образом, данные бурения в пределах Среднего Приобья во всех частях профиля ГСЗ, на котором прослежен горизонт I, указывает на отсутствие палеозойского платформенного чехла. Расчеты глубин залегания магнитоактивных объектов вдоль этого профиля показывают на насыщенность этими объектами интервала между сейсмически-

ми горизонтами Ф и I. Такая насыщенность характерна для геосинклинально-складчатых комплексов. Весьма характерным участком, иллюстрирующим отсутствие геологической связи между структурами горизонта I и вышележащими толщами, является Нюрольский прогиб на западе Томской области (рис.5 А). Здесь намечается область развития силурийско-девонских преимущественно карбонатных отложений на относительно жестком байкальском основании, и, таким образом, можно было бы полагать, что высокоскоростной преломляющий горизонт I является поверхностью байкальских геосинклинально-складчатых образований. Известно также, что отложения, залегающие под горизонтом Ф, имеют интенсивную, близкую к линейной складчатость и разбиты на блоки с многокилометровыми амплитудами смещения блоков по разломам. Так, севернее линии профиля, по Фестивальному разлому на поверхность Ф выведены серпентиниты, а в Чагвинской скв.I зеленые глинистые сланцы, вероятно, нижнепалеозойские или верхнекембрийские и несомненно относящиеся к геосинклинальной группе формаций. Как видно на рис.5 А преломляющий горизонт в этой части разреза погружается вместо подъема, который должен был бы иметь место, если бы этот горизонт был бы связан с поверхностью байкальского основания. С другой стороны Майская параметрическая скважина вскрыла верхнедевонско-нижнекаменноугольную известково-глинисто-сланцевую толщу с углами падения пород в 60-70^{0}, т.е. в данной части Нюрольского прогиба развиты наиболее молодые отложения из тех, что слагают в этом районе доюрский фундамент, однако гипсометрия преломляющей границы I свидетельствует о сокращении мощности толщи между горизонтами Ф и I, а не наоборот, как это вытекает из данных бурения. Горизонт I был зафиксирован в полосе развития мощной глинисто-сланцевой толщи, верхнего девона нижнего карбона, обнажающейся в Томь-Колыванской складчатой зоне и протягивающейся на северо-запад от Томска. Черные углисто-глинистые сланцы и филли-









СЕЙСМИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ: А-через Нюрольский прогиб (по Г.П.Михайлицкому), Б-по рр.Васюган и Тым (по А.И.Павленкову), В-через Бакчарскую впадину (по Г.А.Михайлицкому)

I-глинисто-сланцевые и филлитовые толщи, 2-карбонатно-глинисто-сланцевые толщи, 3-карбонатные толщи, 4-туфогенные толщи, 5-терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, 6-гранитоиды, 7-сейсмические горизонты, 8-основные разломы

Рис. 5

ты в этой полосе вскрыты многими скважинами на всех площадях (Сибкраевской, Пульсецкой, Кананакской, Береговой, Тымской, Северо-Колпашевской). Совершенно очевидно, что горизонт I здесь расположен внутри геосинклинально-складчатого комплекса (рис.5 Б). Далее на запад от полосы развития глинисто-сланцевой формации скважина 440 на Киндальской площади (пробуренная после сейсмических работ на профиле КМПВ) вскрыла под мезозойско-кайнозойскими отложениями гранитоиды. Следовательно, и здесь горизонт I находится внутри геосинклинального комплекса. Подобная картина наблюдается и в пределах Парбигской площади, где скважиной 3 пройдено 667 метров по черным углисто-глинистым сланцам с телами габбро-диабазов и керсанитов, а горизонт I прослежен в районе скважины 2,5-3 километра глубже поверхности Ф (рис.5 В).

Широкое распространение горизонта I на юге плиты (Омская,Новосибирская области) при практическом отсутствии эпигеосинклинальных образований (по данным многочисленных скважин) однозначно указывает на то, что высокоскоростной горизонт залегает внутри геосинклинального комплекса, а не является разделом чехол-фундамент. Какой-либо постоянной корреляции границ I и Ф между собой не наблюдается, хотя в отдельных случаях имеют место прямые или обратные соотношения их структурных форм. Однако намечается некоторая закономерность увеличения мощности интервала между границами Ф и I с увеличением разности граничных скоростей по этим границам (рис.6). Эта закономерность, так же как и бурение, косвенно указывает на физическую природу границы I, поскольку геологическое строение, объясняющее взаимосвязь, учитывая структурную и возрастную гетерогенность фундамента, не может иметь столь широкого распространения. Весьма наглядным подтверждением физической природы преломляющей границы I является сейсмический разрез в южной части Нюрольского прогиба, представленный в виде изолиний пласто-

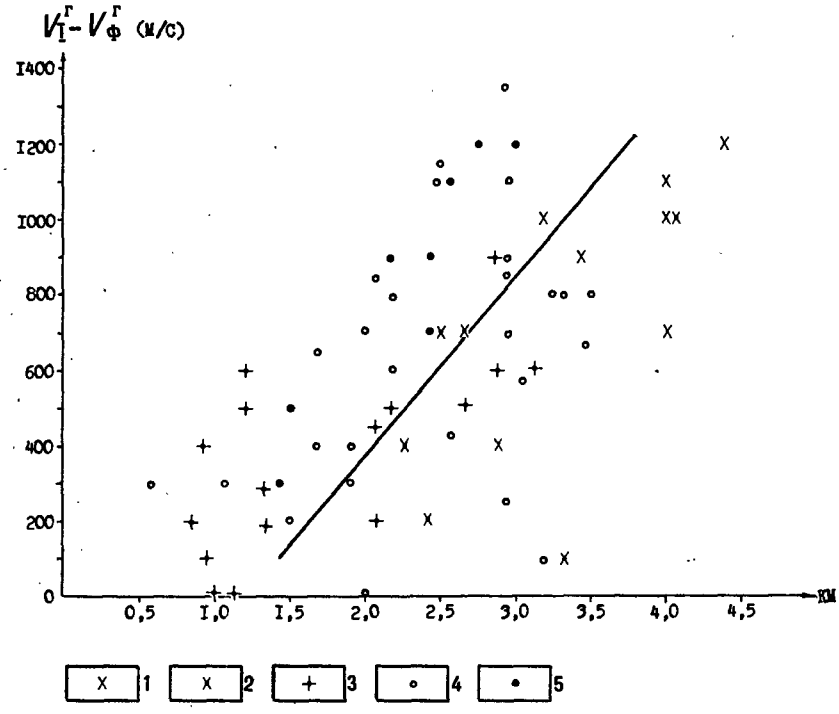


Рис.6 ИЗМЕНЕНИЕ МОЩНОСТИ ТОЛЩИ МЕЖДУ ПРЕЛОМЛЯЮЩИМИ ГОРИЗОНТАМИ "Ф" И "I" В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАЗНОСТИ ГРАНИЧНЫХ СКОРОСТЕЙ ПО ЭТИМ ГОРИЗОНТАМ

I-профиль ГСЗ Ханты-мансийск-Енисейск и Шадринск-Северное,2-профиль КМПВ через Нарольский прогиб (Томская область),3-профиль КМПВ Полуй-Худосей,4-профиль КМПВ через Бакчарский прогиб (Томская область),5-профиль КМПВ-ЗПВ по рр.Васюган-Тым.

вых скоростей. Он построен в результате обработки двумерных полей (x, ℓ) по методу, разработанному Мищенькиной З.Р., Шелудько И.Ф., Крыловым С.В. (рис.7).

Несомненно, что в ряде мест преломляющая граница I фиксирует наличие поверхностей раздела структурных ярусов в геосинклиналях, поверхностей невыведенных на поверхность крупных магматических тел и т.д. Возможно также, что этот горизонт на некоторых участках может соответствовать поверхности кристаллических архейско-среднепротерозойских образований, но, судя по имеющимся сейчас материалам, наиболее вероятной его природой является плотностная дифференциация геосинклинального комплекса, возникшая в результате сочетания двух факторов: уровня регионального метаморфизма и реакции на этот метаморфизм пород разного состава.

Таким образом, преломляющий горизонт Ф в тех случаях, когда граничная скорость по нему составляет 5,2-5,4 и более км/с (для северных районов с большой мощностью чехла эта цифра, вероятно, может быть несколько больше), соответствует эрозионно-тектонической поверхности палеозойских геосинклинально-складчатых образований. Геофизики "Главтюменьгеологии" этот горизонт индексуют как II.

Горизонт I (в северных районах плиты его индексуют III) в подавляющем большинстве случаев, вероятно, является границей наложенной, секущей структурные зоны и обусловленной физическими причинами, а не тектоническим строением. Геологическая интерпретация горизонта I в каждом конкретном случае (при отсутствии данных бурения) должна проводиться, исходя из общего регионального строения. Ошибки при геологическом истолковании сейсмических границ могут привести к принципиально неверным построениям.

Морфология рельефа поверхности геосинклинальных комплексов формировалась сложным сочетанием движений различных тектонических режимов.

Поле пластовых скоростей по сейсмическому разрезу в южной части Нюрольского прогиба

Составили: З.Р.Мишенькина, А.Л.Рудницкий

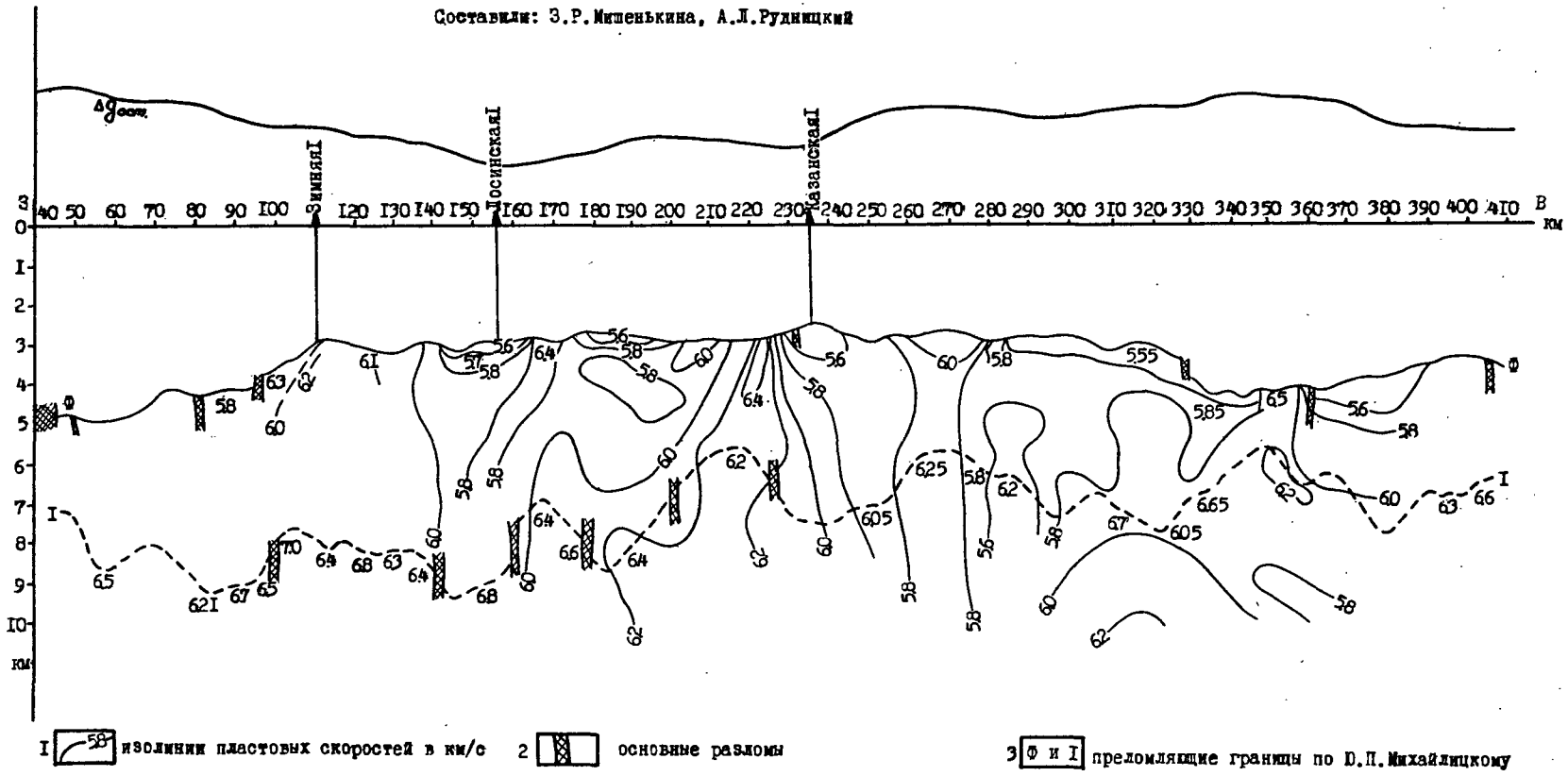


Рис. 7

Так в областях герцинской складчатости он начал формироваться движениями структурных зон геосинклинального и орогенного этапов и продолжал унаследованное расчленение после чехлообразования. Поэтому рельеф в таких районах имеет линейные зоны большой протяженности, а в районах салаирской и особенно байкальской консолидации расчлененность рельефа обусловлена только блоковыми движениями по разломам предчехольного заложения. Формы структур изометричные.

Ниже кратко рассмотрим особенности строения этой поверхности (приложение 4).

На востоке плиты поверхность геосинклинальных комплексов характеризуется резкой дифференциацией глубин. Здесь глубокие депрессии чередуются с горстовыми поднятиями. Структурные формы рельефа на юге этой полосы имеют северо-западное простирание, постепенно изменяющееся на севере на меридиональное.

Депрессии характеризуются в целом очень большими глубинами кровли геосинклинальных комплексов. Крупная отрицательная структура с глубиной залегания кристаллических и складчатых байкальских комплексов в 10-11 км выделяется на северо-востоке плиты. Она совпадает с мезозойским Усть-Енисейским прогибом. С севера и юга впадина ограничена горстовыми поднятиями. На юге от этой депрессии выделяется вторая отрицательная зона - Нядояхская, где глубины до метаморфических комплексов достигают 9,0 км. На юге крупнейшей впадиной геосинклинальных (в данном случае кристаллических) комплексов является Касская.

В пределах юго-востока плиты рельеф поверхности геосинклинальных комплексов также резко дифференцирован. Крупной отрицательной структурой, выделяемой в этом районе, является депрессионная зона Тегульдетской палеозойской впадины с глубиной залегания поверхности геосинклинальных комплексов - 5,5 км. К северу

от нее располагается вторая глубокая (5,5 км) депрессионная зона - Алипский прогиб. Обе депрессионные зоны разделены поднятиями сводово-горстового типа: Средне-Чулымским и Улу-Юльским. Глубины до поверхности складчатого фундамента на поднятиях не превышают 2-2,5 км. Севернее Алипского прогиба располагается узкая, вытянутая в северо-западном направлении, прогнутая зона, соответствующая Ванжильскому прогибу, несколько западнее впадин в рельефе выделяется линейно вытянутая полоса узких горстовых поднятий с относительным превышением 0,5 до I,0 км. Эта зона является продолжением Яйско-Пезасского горста Кузнецкого Алатау.

В центральной части Западно-Сибирской плиты выделяются линейные полосы поднятий и прогибов северо-западного простирания. В отличие от вышеупомянутых, структуры рельефа здесь имеют сравнительно небольшие размеры в поперечнике 50-80 км, но простираются на сотни км. На поднятиях глубины залегания геосинклинальных комплексов в среднем составляют около 2,5-3,0 км, а в прогибах - 3,5-4,5 км. В северном направлении поверхность геосинклинальных комплексов испытывает резкое погружение до 3-4 км на поднятиях и до 8,0-9,0 км в зонах прогибов. Для рельефа поверхности геосинклинальных комплексов центральной части Западно-Сибирской плиты характерны узкие зоны грабенов, протягивающихся на большие расстояния. Наиболее протяженной зоной является Колтогроско-Уренгойская, пересекающая плиту с юга на север. Выделяется также ряд других более мелких грабенов. В пределах этих зон поверхность консолидированной коры образует в основном не геосинклинальные комплексы, а базитовый рифтовый комплекс.

Геосинклинальные комплексы Уральской складчатой системы под мезозойско-кайнозойскими отложениями плиты образуют пологую моноклиналь, осложненную большим числом положительных и отрицательных относительно пологих структур. В центральных и южных час-

тях этого моноклинального склона поднятия образуют структурные формы типа выступов северо-восточного направления, согласные с простираниями складчатых структур обрамления. В северной части моноклинали заметное влияние на общий морфологический план начинают оказывать северо-западные простирания, характерные для Пай-Хоя. Региональный склон на участке от верховьев р.Сев.Сосьва до низовьев р.Пелым осложнен прогибом, который представлен рядом изолированных котловин. Более четко прогиб выражен в своей южной части, где складчатый фундамент, по данным расчетов магнитных аномалий, погружен на 2 км. В северной части прогиб выражен слабее.

Положительные структурно-формационные зоны обрамления под чехлом образуют антиклинальные зоны в рельефе геосинклинальных комплексов, а отрицательные - синклинальные. Моноклинальный склон характеризуется слабовыраженными структурами рельефа геосинклинальных комплексов в связи с тем, что в его пределах региональное прогибание началось только в меловой период, и,таким образом, интервал времени между завершением складчатости и началом формирования чехла был существенно больше, чем в центральной части плиты, и унаследованно поднимающиеся антиклинальные структурные формы подвергались сильной денудации с общей нивелировкой рельефа поверхности геосинклинальных комплексов.

Рельеф поверхности складчатых геосинклинальных комплексов в районе Уват-Хантымансийско-Ямальского региона расчленен значительно. Здесь выделяются крупные положительные и отрицательные структуры, часть из которых имеет форму, близкую к изометричной. Среди положительных структур наиболее крупные Красноленинский,Ляминский, Ныдовский, Ново-Портовский и другие выступы, разделенные депрессиями. В южной части геосинклинальные комплексы фундамента этого района погружены на глубину 2,5-3,5 км. В центральной части поверхность складчатого фундамента погружается до 6,0 км.

На юге плиты, в Приказахстанском регионе, рельеф поверхности геосинклинальных комплексов представлен разноориентированными зонами поднятий и прогибов северо-западного и северо-восточного простирания. Большая часть этого региона в рельефе поверхности геосинклинальных комплексов выражена так же, как и Приуральская часть плиты, слабо расчлененным моноклинальным склоном. Наиболее значительной структурой, осложняющей этот склон, является Иртышский прогиб. Этот прогиб имеет сложную морфологию, обусловленную блоковыми движениями. В пределах территории моноклинальный склон осложнен несколькими изометричными и неглубокими котловинами, морфология которых аналогична Майкубенской, Экибастусской и др. впадинам Северного и Центрального Казахстана. Наиболее крупной из таких впадин является Вагай-Ишимская. В рельефе впадина выражена слабо. Очертания ее расплывчаты. Морфологически впадина представлена двумя отдельными котловинами с погружением в них геосинклинальных образований до 2,5-3,0 км. Большая линейная положительная структура северо-западного простирания (длиной свыше 700 км) протягивается от западной части Казахстанского обрамления плиты до района Тобольска. Ширина структуры 35-40 км, поднятие ее над окружающими районами достигает I,5-2,0 км. Севернее Тобольска структура выражена слабо и быстро исчезает. Эта зона, как будет показано выше, соответствует Тобольскому горст-антиклинорию.

Наиболее значительной отрицательной структурой в юго-западной части плиты является Урало-Казахский прогиб. Структура протягивается с юго-запада на северо-восток параллельно Тобольской приподнятой зоне на 750 км. В целом прогиб отчетливо подразделяется на 2 части: южную, более глубокую (до 4,5-5,0 км) и северную, глубиина в которой не превышает 2,5 км.

Таким образом, морфология рельефа поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты отражает сложное сочета-

ние движений структурных зон фундамента, имеющих различную генетическую сущность и характеризующих различные этапы развития земной коры.

Расчлененность поверхности геосинклинальных комплексов происходит на фоне общего регионального погружения этой поверхности, обусловившего формирование мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и определяющего общую структуру Западно-Сибирской плиты. Региональное прогибание поверхности геосинклинальных комплексов на большей части плиты составляет 2-3,5 км и только на севере плиты происходит интенсивное погружение этой границы до глубин в 5-8 км и более. Здесь, соответственно, резко увеличивается мощность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла, а также появляется мощная толща позднепалеозойско-раннемезозойских отложений, развитая почти сплошным покровом.

3.6. Тектоническое районирование и структурно-формационная зональность фундамента

Различных тектонических схем строения доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты или отдельных ее частей очень много. Это понятно: интерес к строению огромного региона, особенно после открытия в нем уникальных по запасам залежей нефти и газа, привлек широкий круг исследователей. На начальных этапах изучения этого региона, примерно до середины 50-х годов, ввиду отсутствия данных региональных геофизических работ, а опорное бурение только начиналось, прогноз тектонического строения домезозойского основания плиты базировался на экстраполяции структур обрамления в пределы развития чехла. Районирование на этом этапе в своей основе было гипотетическим и дальше подразделения на области разного возраста складчатости идти не могло. Однако уже тогда наметилось два течения в представлениях на возможное строение фундамента, которые с

теми или иными трансформациями высказываются исследователями и поныне. По мнению Н.П.Туаева, В.Д.Фомичева, М.К.Коровина и ряда других исследователей тех лет фундамент Западно-Сибирской плиты на большей ее части имеет докембрийский возраст консолидации и является погруженной под мезозой частью Сибирского кратона, тогда как другие ученые, среди которых были А.Д.Архангельский, Н.С.Шатский, М.М.Тетяев, утверждали о незначительном развитии областей докембрийской складчатости и о превалировании самых молодых палеозойских систем.

Широкий размах региональных геофизических работ и опорного бурения, начавшийся в пятидесятых годах, сразу же привел к созданию базирующихся на фактических материалах схем тектонического районирования /1,182,183/. По мере появления все новых материалов происходила детализация районирования, выделялись отдельные блоки, массивы, намечались генеральные направления складчатости. Одной из первых схем строения фундамента, несущих информацию не только о возрасте складчатости, но и о более детальной структуре областей разной складчатости, была тектоническая схема, составленная в 1961 году большим коллективом исследователей под редакцией Н.Н. Ростовцева.

На этом этапе развития знаний о строении фундамента предполагалось присутствие большой области докембрийской складчатости в центральной части плиты (Западнее Омского глубинного разлома). Представление о древности этой части фундамента плиты нашло отражение в ряде последующих построений /57,124-126,212/.

Для районирования фундамента Западно-Сибирской плиты была предложена Г.И.Каратаевым /95,96/ методика, в основу которой был положен принцип связи функций наклонения вектора суммарного намагничения возмущающих масс с возрастом консолидации.

Однако, как впоследствии выяснилось, многоярусность и много-

этапность тектонического развития практически каждого региона Западно-Сибирской плиты существенным образом ограничивают возможности применения этой методики.

Несмотря на обширный фактический материал, свидетельствующий о палеозойском возрасте доюрского фундамента, исследователи нет-нет да и возвращаются к идее о докембрийском возрасте складчатости на большой части плиты. Наиболее ярким выражением такой трактовки строения фундамента явилась работа В.П.Маркевича /136/, в которой делается вывод, что центральная, большая часть плиты, покоится на древнем кристаллическом щите, окаймленном складчатыми структурами палеозойского возраста. В различных модификациях идея о древнем возрасте складчатости центральной части плиты и даже ее юго-востока, где имеется наибольшее количество материала, противоречащего этой идее, находит отражение и в настоящее время /10, 21,128,197/.

Имеет место и противоположное представление, утверждающее о исключительно герцинском возрасте складчатости фундамента всей плиты /34/. Анализ наиболее аргументированных схем тектонического районирования, составленных в период пятидесятых-семидесятых годов, показывает, что в представлениях разных авторов,особенно в последние годы, имеется много общих элементов расчленения фундамента на блоки, но по-прежнему идут дискуссии о возрасте складчатости в пределах этих блоков. Внутренней структуре уделялось мало внимания ввиду отсутствия специальных методических подходов к изучению структурно-формационной зональности складчатых систем,вскрытых под мощными чехлами рыхлых отложений.

Первая тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты, на которой проведено районирование по возрасту консолидации и по типу развития структурно-формационных зон, была составлена под редакцией В.С.Суркова, О.Г.Жеро, Л.В.Смирновым,В.С.Сурковым,

Д.Ф.Уманцевым в 1967 году /231,232/.

Разработанные этой группой исследователей критерии тектонического районирования с небольшими изменениями легли в основу последующих тектонических построений данных авторов /103,217,221, 225,231,234/. В подавляющем большинстве районов благодаря бурению прогнозируемое строение получает подтверждение.

По совокупности геологических и геофизических признаков, изложенных ранее (раздел 2.4.), в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяется ряд геосинклинально-складчатых систем, которые в том или ином объеме обнажаются в пределах обрамления плиты. Системы разделяются срединными массивами (приложение 5).

Наиболее древней является Енисейская система, образующая фундамент Приенисейского региона. Геосинклинально-складчатое развитие ее завершилось в конце позднего докембрия.

Фундамент юго-восточной части плиты, примыкающей в Алтае-Саянской складчатой области, образует Салаирско-Кузнецкоалатаусская геосинклинально-складчатая система, сформированная салаирским тектогенезом, завершившимся в середине кембрия в Кузнецком Алатау и к концу кембрия на Салаирском кряже.

В центральной части плиты (включая на юге Калба-Нарымскую и Томь-Колыванскую складчатые зоны обрамления) выделяется Центрально-Западносибирская геосинклинально-складчатая система герцинид.

На западе плиты фундамент образует погружающиеся под чехол структурные зоны Уральской геосинклинально-складчатой системы герцинид.

Каледониды и ранние герциниды в фундаменте плиты развиты только на юге. Выделяемая обширная зона ранних герцинид (Салымская складчатая система) составляет продолжение Чингиз-Тарбогатайской зоны Восточного Казахстана, а собственно каледониды Центрального Казахстана в фундаменте плиты развиты на юго-западе при-

мерно до широты г.Тобольска.

Кроме указанных геосинклинально-складчатых систем, в фундаменте плиты выделяются крупные срединные массивы Уват-Хантыманcийско-Ямальский, Нядояхский, Касский и Барнаульский. Помимо этих крупных срединных массивов, разграничивающих геосинклинально-складчатые системы, в составе герцинид Центрально-Западносибирской складчатой системы присутствуют блоки, тектоническое развитие которых в среднем и позднем палеозое характеризовалось некоторой стабильностью, в результате чего отложения этого возраста, развитые на таких блоках, имеют меньшую дислоцированность, чем в соседних собственно геосинклинальных структурных зонах. В ряде работ, в том числе и автора /79,203,225,229/, наиболее крупные из таких блоков, расположенных в южной части плиты (Межовский и Тибинакский), классифицируются как срединные массивы. Геосинклинально-складчатые системы ограничены глубинными разломами, в ряде случаев перекрытыми структурами краевых прогибов. Триасовый рифтогенез существенным образом изменил структуру земной коры. Поскольку его влияние на строение нижних горизонтов мезозойско-кайнозойского чехла наиболее велико, описанию рифтовых зон автор уделил особое внимание в разделе 3.8.

Енисейская геосинклинально-складчатая система

Система образует фундамент восточной и северо-восточной частей плиты. В обрамлении она представлена Енисейским кряжем и Восточным Саяном.

С запада и востока система ограничена глубинными разломами, которые четко фиксируются геологически в гравитационном и магнитном аномальных полях и данными ГСЗ. Енисейская геосинклинально-складчатая система, судя по косвенным геологическим и геофизическим данным, заложилась на коре континентального типа в результате

дробления раннепротерозойского основания. На это указывает широкое развитие горстантиклинориев и блоков, сложенных раннепротерозойскими и архейскими образованиями. Такими массивами-блоками в Енисейском кряже является Ангаро-Канский, а в Восточном Саяне Бирюсинский и Канский. Присутствие аналогичных блоков предполагается в составе системы и севернее Енисейского кряжа. Данные ГСЗ косвенно также подтверждают заложение Енисейской системы на сиалическом основании, так как система характеризуется увеличенной мощностью земной коры (до 47 км) и увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя. Расчеты показывают на пониженную плотность пород нижней части земной коры, особенно на юге геосинклинально-складчатой системы /218/. Рифейские образования Енисейской системы протягиваются, судя по характеру потенциальных полей, широкой полосой от Восточного Саяна и Енисейского кряжа на юге до Игарско-Туруханской зоны, а далее прослеживаются под мезозоем Енисей-Хатангского прогиба, вновь обнажаясь на севере Таймыра в районе Тарейского вала.

В пределах Енисейского кряжа выделяется три структурно-формационных зоны: Центральный антиклинорий и примыкающие к нему с запада Сухопитский, с востока Ангаро-Тунгусский синклинории. В свою очередь эти зоны осложнены массой более мелких дислокаций.

По анализу гравимагнитных полей и характеру дислокаций палеозойских платформенного типа отложений, перекрывающих байкалиды, можно полагать, что это трехчленное строение Енисейская складчатая система имеет на всем протяжении. Так, зона Центрального антиклинория прослеживается по серии горстовых выступов наиболее древних комплексов (Горстантиклинорий Карпинского, Игарский выступ, Тарейский вал). Синклинорным зонам соответствует развитие более молодых комплексов докембрия (венд-Туруханского района), а палеозойские отложения чехла над ними образуют впадины (Маковская,

Баихская и другие более мелкие депрессии).

Мощность палеозойских отложений, перекрывающих Енисейскую систему,характеризуется большой изменчивостью, что фиксируется даже прямыми геологическими наблюдениями в разрезах правобережья Енисея. По-видимому, это обусловлено унаследованными движениями структурно-формационных зон байкалид. Э.Э.Фотиади, Г.И.Каратаев и Ф.С.Моисеенко /251/ полагают, что Енисейская система севернее Енисейского кряжа имеет неполное развитие и может быть классифицирована как авлакоген.

В фундаменте плиты, в пределах Приенисейского региона,выделяются два древних массива, предположительно карельской стабилизации, зажатые между байкалидами Енисейской системы и салаиридами Салаирско-Кузнецкоалатаусской. Один из них (Касский) расположен в пределах юго-восточной части плиты. Характеристика гравитационного и магнитного полей позволяет относить основаниеэтого массива к типу Ангаро-Канского или Канского блоков, но только значительно больше последних.

Второй массив Нядояхский расположен на севере Приенисейского региона Западно-Сибирской плиты. Массив выделяется исключительно спецификой аномальных полей, характеризующихся большей изометричностью аномалий и явным дискордантным их простиранием в отличие от полей, создаваемых окружающими складчатыми системами, и на основании общегеологических закономерностей. Расчеты до магнито-активных и гравитирующих масс показывают, что кристаллический фундамент массива опущен на очень большую глубину. В его пределах намечаются районы наибольшего погружения (Нядояхская впадина и западная часть Усть-Енисейского прогиба). Эти структуры разделяются Мессояхским поднятием горстового типа.

Салаирско-Кузнецкоалатаусская геосинклинально-складчатая система

Геосинклинально-складчатая система характеризуется сложностью строения, дискуссионным является вопрос и о цикле тектогенеза, ее сформировавшего.

Причиной особой сложности ее строения и установления времени завершения геосинклинально-складчатого развития являются большие постгеосинклинальные сдвиги в ряде районов и в частности на Салаирском кряже. Эти движения во многих местах создали деформации, по морфологии близкие геосинклинальным, а активизация при этом гранитоидного магматизма еще больше подчеркнула это сходство /78, 233/. В пределах Алтае-Саянской складчатой области Салаирско-Кузнецкоалатаусская геосинклинально-складчатая система занимает наибольшую площадь (рис.8).

Для структурно-формационных зон системы характерным является тесная литологическая связь позднедокембрийских образований с кембрийскими. Это обстоятельство показывает, что геосинклинальная система была заложена еще в рифее и непрерывно прогибалась до среднего кембрия.

Антиклинорные зоны, сложенные преимущественно карбонатными отложениями, характеризуются значительным сокращением мощности геосинклинальных толщ по сравнению с одновозрастными образованиями синклинорных зон, наличием перерывов в осадконакоплении, широким развитием гранитоидных интрузий батолитового типа (Саралинско-Аргинский, Бетеневско-Беллыкский и др.).

В строении синклинорных зон чрезвычайно широкое развитие имеют вулканогенно-осадочные формации (спилито-кератофировая, порфирито-диабазовая, вулканогенно-граувакковая). К ним приурочены многочисленные основные и ультраосновные интрузивные тела.

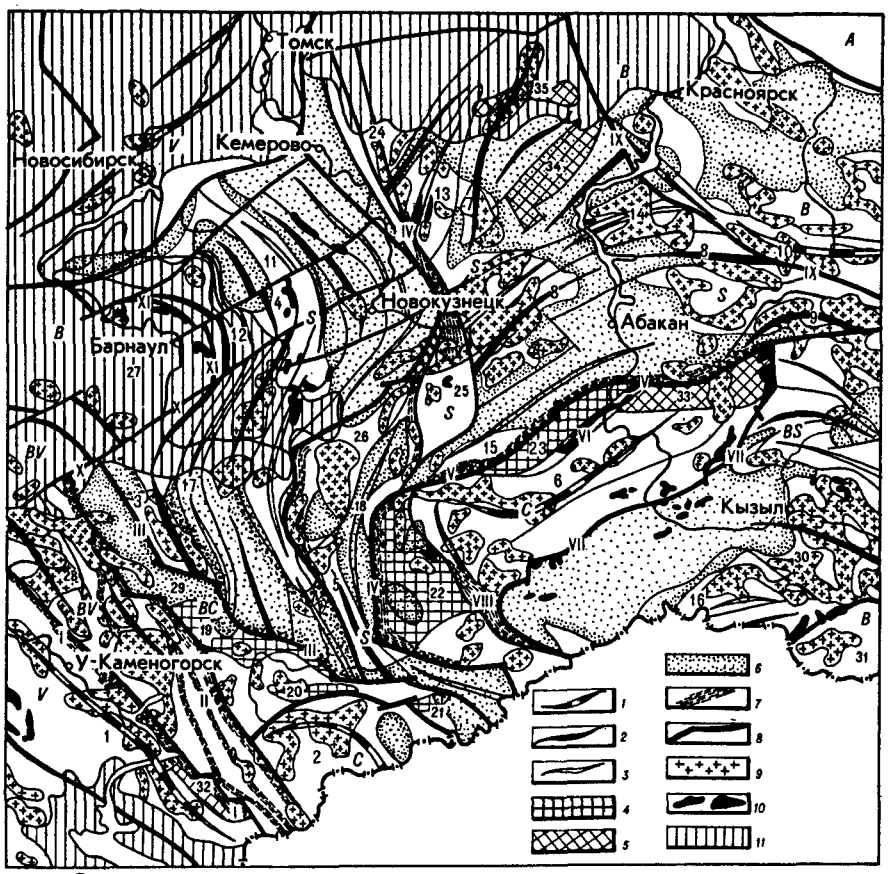


Рис. 8 ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ.
Составили: О.Г.Керо, Л.В.Смирнов, В.С.Сурков.

I-оси инверсионных антиклинориев; 2-оси унаследованных антиклинориев и структур антиклинорного типа в пределах устойчивых массивов; 3-оси унаследованных синклинориев и структур синклинорного типа в пределах устойчивых массивов; 4-выступы горсты устойчивых массивов; 5-горсты; 6-унаследованно-наложенные и наложенные прогибы и впадины; 7-зоны смятия; 8-основные глубинные разломы; 9-гранитоиды; I0-интрузии ультраосновных пород; II-мезозойско-кайнозойские образования Западно-Сибирской плиты и Зайсанской впадины. Буквы и цифры на карте: А-области архейской и раннепротерозойской складчатости; В-области байкальской складчатости; *S* -области салаирской складчатости; С-области каледонской складчатости; *V* -области позднегерцинской складчатости; В*S*-области байкальской консолидации, переработанные салаирским тектогенезом; ВС-области байкальской консолидации, переработанные каледонским тектогенезом; В*V*-области байкальской консолидации, переработанные герцинским тектогенезом. Антиклинории: I-Калба-Нарымский; 2-Холзунско-Чуйский; 3-Талицкий; 4-Центрально-Салаирский; 5-Кадринско-Баратальский; 6-Западно-Саянский; 7-Саралинско-Аргинский; 8-Батеневско-Беллыкский; 9-Базыбайский; I0-Дербинский. Синклинории: II-Восточно-Салаирский; I2-Западно-Салаирский; I3-Терсинско-Юзикский; I4-Салбинский; I5-Арбатский; I6-Восточно-Танноуольский; I7-Ануйский; I8-Уйменский. Выступы горсты устойчивых массивов: I9-Теректинский; 20-Катунский; 2I-Кокузекский; 22-Чулышманский; 23-Джебашский. Устойчивые и срединные массивы: 24-Мартайгинский; 25-Мрасский; 26-Бийско-Катунский; 27-Барнаульский; 28-Рудно-Алтайский; 29-Чарышско-Теректинский; 30-Тувинский; 3I-Сангеленский; Горсты: 32-Курчунский; 33-Восточно-Джебашский; 34-Салгонский; 35-Аргинский; Разломы и зоны смятия: I-Иртышский; II-Северо-Восточная; III-Теректинский; IУ-Кузнецко-Алтайский; У-Кандатский; УI-Борусский; УII-Куртушибинский; УIII-Пашальский; IХ-Восточно-Саянский; Х-Семеновский; XI-Троицко-Тальменский.

Устойчивость регионального структурного плана на протяжении всего времени развития Салаирско-Кузнецкоалатаусской геосинклинали, карбонатно-терригенный комплекс образований, слагающий антиклинории, и широкое развитие основного вулканизма в синклинориях бесспорно свидетельствуют об фемическом ее типе и о унаследованном (необращенном) развитии зон.

В отличие от Салаирско-Кузнецкоалатаусской геосинклинально-складчатые системы Западного Саяна и Горного Алтая имеют салический тип. Она образована структурно-формационными зонами инверсионного типа развития, среди которых определяющими являются глинисто-сланцевые инверсионные антиклинории (Западно-Саянский, Холзунско-Чуйский).

Заложение прогибов этой геосинклинали относится к раннему кембрию, а завершающая инверсия к середине силурийского периода. Таким образом, Салаирско-Кузнецкоалатаусская система ни по времени развития, ни пространственно, ни по типу развития зон не является предшествующим этапом каледонид Алтае-Саянской области, а представляет собой продукт самостоятельного салаирского цикла тектогенеза, обоснование которого сделано основоположниками Сибирской геологической школы А.М.Кузьминым, А.Я.Булынниковым, К.В. Радугиным, Ю.А.Кузнецовым, М.А.Усовым и другими /228,233/.

Структуры Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа в северном направлении погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения. В фундаменте плиты система имеет относительно небольшое развитие и представлена почти исключительно Кузнецко-Алатаусской частью (рис.8). По-видимому, ее площадь в общих чертах оконтуривается территорией развития вулканогенно-осадочной быскарской серией нижнего-среднего девона, очень широко развитой в открытой части салаирид и характерной только для них /39,131,165,216/.

Западная граница салаирид в пределах плиты проходит по Бе-

лоярскому разлому, являющемуся северным продолжением Кузнецко-Алатаусского разлома. Этот разлом фиксируется некоторым увеличением общей плотности земной коры и погружением поверхности Мохоровичича в сторону салаирид. В верхних горизонтах по сейсмическим данным он отделяет территорию салаирид, где происходит увеличение граничных скоростей. Границей салаирид на востоке является Верхне-Кетский глубинный разлом, характеризующийся обратной перестройкой характерных черт строения земной коры. В синклинорных (троговых) зонах широко развиты формации начальной стадии геосинклинального развития. Здесь развиты диабазовые, кварц-кератофировые, аспидные, известняковые формации и интрузивные формации основного состава. На преимущественно симатический состав земной коры указывают и геофизические данные. В остаточном поле силы тяжести (после исключения гравитационного влияния плотностной неоднородности верхней части земной коры и влияния поверхности Мохоровичича) Салаирско-Кузнецкоалатаусская система, особенно Кузнецкоалатаусская ее часть характеризуется повышенным значением поля силы тяжести, а верхняя часть коры, наряду с резкими колебаниями мощности, характеризуется еще и общим ее уменьшением. Мощность гранитно-метаморфического слоя здесь изменяется от 15 до 25 км. Особенно малые мощности этого слоя отмечаются в синклинориях/233/.

Геосинклинально-складчатая система в пределах плиты так же, как и в открытой части, образует ряд блоковых выступов и горстов, причем эти блоковые структуры, по-видимому, не согласуются со складчатой структурой.

Наиболее крупным выступом является Среднечулымско-Улуюльский. По своему строению он, вероятно, близок такой структуре открытой части Кузнецкого Алатау, как Батеневский кряж (рис.9).

Очень выдержанной блоковой структурой, протягивающейся с Кузнецкого Алатау почти до верховьев р.Тым, является Ижморский

горст.

В современном структурном плане синклинории являются основаниями наиболее погруженных частей унаследованно-наложенных впадин. Фрагменты этих синклинориев в ряде случаев по разломам выведены на поверхность и представлены в виде горстовых выступов. В фундаменте плиты в настоящее время выявлено три унаследованно-наложенные впадины, основание которых, вероятно, составляют синклинории салаирид.

Впадины выполнены средне- и верхнепалеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. Мощность этих отложений по сравнению с Северо-Минусинской и Назаровской впадинами сокращена.

Тегульдетская впадина наиболее крупная из впадин в пределах плиты, как и впадины, расположенные в открытой части салаирид, четко выделяется понижением напряженности поля силы тяжести и резко дифференцированным положительным магнитным полем. В ее пределах скважины вскрывают эффузивно-осадочные породы нижнего-среднего девона и терригенные отложения карбона и, возможно, перми (Мариинская, Белогорская и Тегульдетская опорные скважины). В рельефе поверхности доюрского фундамента она отражается впадиной, над которой платформенный чехол (нижняя его часть) образует также впадину.

Алипская впадина, расположенная севернее, выделяется как по материалам бурения (Белоярская площадь), так и по геофизическим данным. Мощность осадочных образований в Алипской впадине порядка 2 км, из которых примерно половина составляют отложения среднего-верхнего палеозоя. Впадина имеет небольшие размеры.

Далее к северу выделяется Ванжильская впадина. Под мезозойско-кайнозойским чехлом здесь, вероятно, развиты красноцветные отложения, условно относимые к верхнему-среднему девону. Они

вскрыты на Ванжильской, Ажарминской и Западной площадях. Предполагаемая мощность отложений не более 2,5 км.

Центрально-Западносибирская геосинклинально-складчатая система

Система впервые описана в 1967 году /48/. Она образует домезозойский фундамент всей центральной части плиты, протягиваясь с юга на севере. На юге, в пределах открытой части, складчатая система представлена Калба-Нарымской и Томь-Колыванской складчатыми зонами поздних герцинид, выделяемых ранее под названием Обь-Зайсанской геосинклинали /137/.

Геосинклинальная система заложилась в конце раннего палеозоя на коре континентального типа и развивалась по инверсионной схеме, т.е. моноциклически. Специфичность данного типа геосинклиналей отмечалась в главе I. Возраст складчатости обосновывается данными бурения.

Глубокие скважины вскрывают дислоцированные породы геосинклинальных формаций среднего палеозоя, а также молассовые осадочные и вулканогенно-осадочные образования верхнего палеозоя и раннего мезозоя, характерные для орогенных этапов развития. Изотопно-возрастные исследования гранитоидов чаще всего указывают на позднепалеозойский возраст их становления. Высокая степень унаследования структурно-формационных зон фундамента структурами чехла, обратные соотношения структур поверхности фундамента и аномалий поля силы тяжести характеризуют молодость консолидации системы, отсутствие гомогенизации состава верхней части земной коры.

Западная граница Центрально-Западносибирской системы по геологическим и геофизическим данным проходит несколько восточнее г.Ханты-Мансийска, где по зоне глубинного разлома она граничит с

Уват-Хантымансийско-Ямальским срединным массивом, имеющим основание байкальского возраста. Этот разлом четко выражается в гравитационном и магнитном аномальных полях и в глубинной структуре земной коры по данным ГСЗ.

Тектонотипами инверсионных структур Центрально-Западносибирской складчатой системы являются Калба-Нарымский и Новосибирский инверсионные антиклинории южного обрамления плиты. Калба-Нарымский инверсионный антиклинорий сложен глинисто-сланцевыми толщами девона и нижнего карбона. Породы смяты в изоклинальную складчатость. К осевой части антиклинория приурочены очень крупные метасамотические гранитные батолиты. Структура Калба-Нарымского инверсионного антиклинория сильно осложнена воздействием горизонтальных перемещений масс со стороны Рудного Алтая /233/. Эти горизонтальные перемещения превратили в зону смятия восточное крыло антиклинория, что привело к современной несимметричности расположения гранитных батолитов в структуре антиклинория. Антиклинорий характеризуется отрицательной аномалией гравитационного и магнитного полей, увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (21 км).

В пределах обнаженной части Томь-Колыванской складчатой зоны выделяется Новосибирский инверсионный антиклинорий, Буготакско-Митрофановское краевое поднятие и Горловско-Зарубинско-Ташминский краевой прогиб.

Герцинские структурно-формационные зоны расположены здесь вкрест простирания салаирских складчатых структур. Последнее внесло свой отпечаток в строение герцинид и распределение мощностей отложений.

Так, геосинклинальный прогиб, на месте которого в конце палеозоя образовался Новосибирский антиклинорий, имел меньшую амплитуду прогибания и ширину, чем Калба-Нарымский. Инверсия гео-

тектонического режима здесь проявилась менее отчетливо, причем гранитизация, по-видимому, приурочена к участкам, где прогиб пересек антиклинорные зоны салаирского возраста. Эта особенность убедительно показана А.Л.Матвеевской /137/.

Новосибирский антиклинорий характеризуется отрицательным магнитным и гравитационными полями, увеличенной мощностью коры (45 км) и гранитно-метаморфического слоя (20 км), согласным залеганием внутрикоровых границ.

Калба-Нарымский и Новосибирский антиклинории по геологическим, геофизическим и глубинным данным идентичны, являясь продолжением один другого и составляя крайнюю юго-восточную ветвь Центрально-Западносибирской складчатой системы.

Севернее Томска Новосибирский инверсионный антиклинорий почти под прямым углом изменяет свое простирание с северо-восточного на северо-западное, погружаясь под мезозойско-кайнозойский чехол. Эта ветвь, имея гораздо большие размеры, чем Новосибирский антиклинорий, именуется Пыль-Караминским инверсионным мегантиклинорием. Структура его имеет ту же геофизическую характеристику, что и выше рассмотренные Новосибирский и Калба-Нарымский антиклинории. Вскрываемые скважинами породы на Кананакской, Пойдугинской, Напасской, Сибкраевской, Береговой и других площадях указывают на развитие в пределах антиклинория таких же глинисто-сланцевых толщ верхнего девона-нижнего карбона, что и в открытой территории.Пыль-Караминский мегантиклинорий характеризуется четкими отрицательными аномалиями силы тяжести и магнитного поля, простирающимися в северо-западном направлении через всю плиту. В рельефе поверхности геосинклинально-складчатых образований и горизонтах чехла он выражен серией поднятий. Данная глинисто-сланцевая структурно-формационная зона простирается до северной оконечности полуострова Ямал. Эту часть целесообразно именовать Северо-Ямальско-Нижне-

Пурским мегантиклинорием, состоящим из двух больших и, вероятно, сложнопостроенных антиклинориев: Нижне-Пурского, над которым в поднятиях платформенного чехла сосредоточена уникальная группа Уренгойских месторождений, и Северо-Ямальского. Антиклинорный тип всей этой мегазоны подтверждается также и модельными расчетами, проведенными с учетом данных ГСЗ. Она характеризуется увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя, и по расчетам имеет меньшую плотность (в среднем на 0,05 г/см^3), чем соседние структурно-формационные зоны. Северо-восточнее Пыль-Караминского мегантиклинория полосой отрицательных аномалий гравитационного и магнитного полей, положительной формой рельефа поверхности геосинклинально-складчатого фундамента и подошвы платформенного чехла в фундаменте выявляется аналогичная положительная структурно-формационная зона большой протяженности, именуемая Тазовским мегантиклинорием. Отложения, слагающие приосевую часть Тазовского мегантиклинория, вскрыты на Южно-Русской площади. Здесь скважиной 24 вскрыты на небольшую глубину карбонатно-глинистые рассланцованные породы, несомненно относящиеся к глинисто-сланцевой формации, характерной для Пыль-Караминского мегантиклинория. Возраст отложений по остаткам микрофауны - верхнедевонский. Структура Тазовского мегантиклинория трассируется также в северо-западном направлении, уходя на полуостров Гыдан, где представлена Гыданским антиклинорием. В местах пересечения Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом как Пыль-Караминский, так и Тазовский мегантиклинории испытывают сужение. От Пыль-Караминского инверсионного мегантиклинория Тазовский мегантиклинорий отделен узкой зоной Верхнетолькинского прогиба. Прогибу в гравитационном и магнитном полях соответствует зона положительных аномалий, а в рельефе поверхности фундамента - прогиб. Зона эта расположена между двумя инверсионными антиклинориями, и, следовательно, по типу развития являет-

ся межгорным прогибом, который, предположительно, должен быть выполнен орогенными формациями герцинид. Положительная характеристика магнитного поля в пределах прогиба обусловлена плотными породами основания и, по-видимому, широким развитием здесь эффузивных образований триасового возраста. На значительном расстоянии Верхнетолькинский прогиб осложнен проходящим по нему апофизом Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта. Этот отрезок характеризуется максимальным погружением. Здесь мощность чехла составляет 9-11 км. Между Северо-Ямальским и Гыданским антиклинориями присутствует также межгорный прогиб, являющийся продолжением Верхнетолькинского. Таким образом, Верхнетолькинский прогиб по своему структурному положению и размерам, вероятно, целесообразно относить к мегапрогибам.

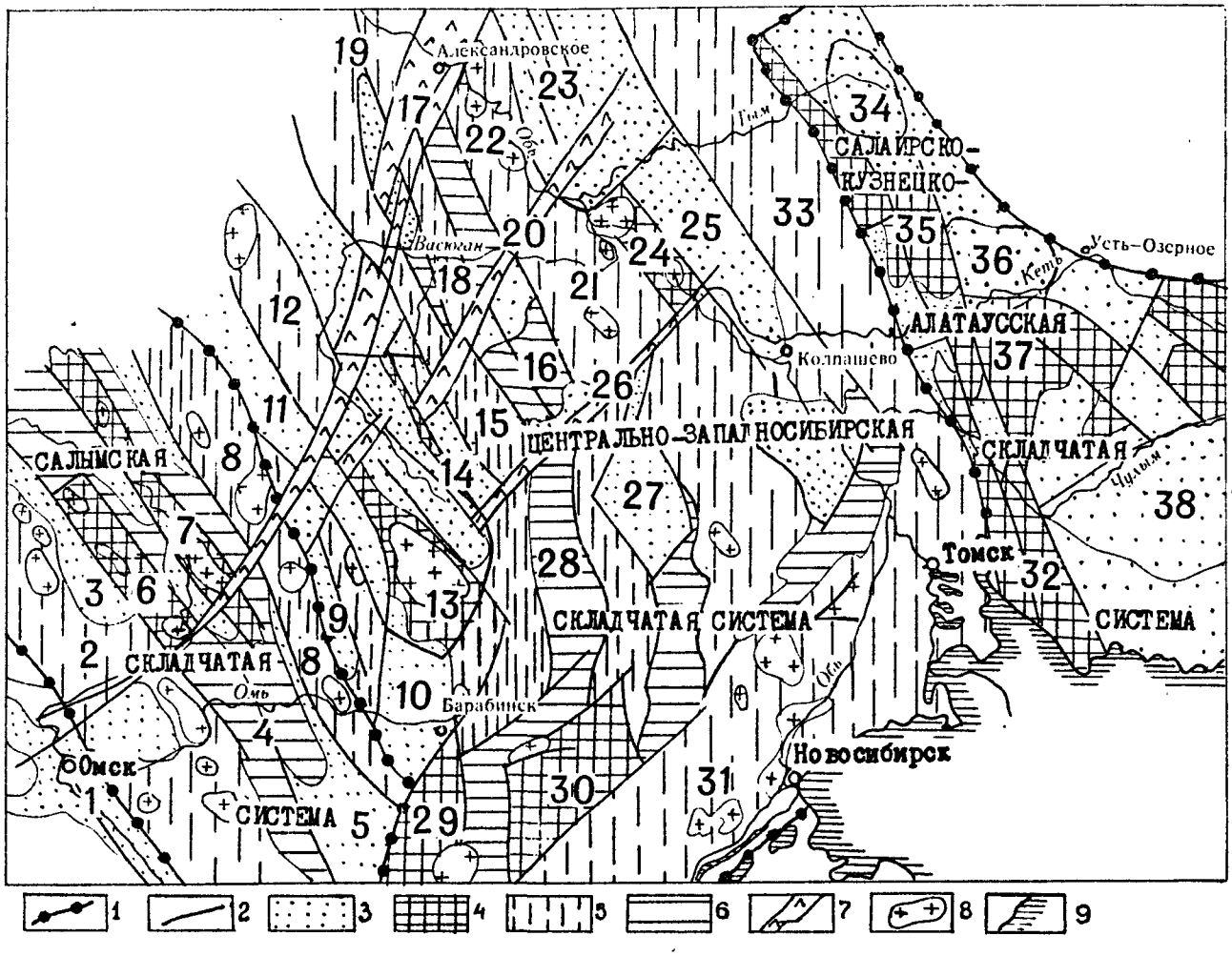
К юго-западу от Пыль-Караминской мегантиклинорной зоны находятся Ларьякский межгорный прогиб, Усть-Тымская и Нарымско-Колпашевская впадины. Ларьякский прогиб аналогичен Верхнетолькинскому по характеристике потенциальных полей и, вероятно, имеет близкое геологическое строение. Усть-Тымская и Нарымско-Колпашевская впадины (рис.9) располагаются на Тибинакском интрагеоантиклинальном массиве, по своему тектоническому положению приближающемуся к срединному массиву второго рода В.Е.Хаина и Ю.М.Шейнманна /258/. Впадину слагают осадочные формации среднего и верхнего палеозоя. Первый структурный ярус или складчатое основание впадины вскрывается рядом скважин на Нарымской, Парабельской, Тибинакской и Каргасокской площадях. Абсолютный возраст гранодиоритов Нарымской площади 633 млн.лет, а Парабельской - 290 млн. лет.

Впадина рядом разломов северо-восточного направления разделена на несколько отдельных блоков, которые, очевидно, имеют разные мощности палеозойских осадочных комплексов.

В грабенообразных зонах находятся более молодые комплексы

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Составили: О.Г.Жеро, Л.В.Смирнов, В.С.Сурков



Условные обозначения на следующей странице

Рис.9

Условные обозначения к рисунку 9

1-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон, 3-средне-верхнепалеозойские прогибы и впадины, 4-горсты и выступы нижнепалеозойских и допалеозойских метаморфических образований, 5-антиклинорные зоны, 6-синклинорные зоны, 7-раннетриасовые грабен-рифты, 8-интрузии гранитоидов, 9-контуры распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Цифры на карте:
1. Иртышский краевой прогиб, 2. Старосолдатско-Михайловский мегантиклинорий, 3. Тевризский прогиб, 4. Тарско-Муромцевский мегасинклинорий, 5. Купинский прогиб, 6. Завьяловский горст, 7. Пологрудовский горст-антиклинорий, 8. Верхнедемьянский мегантиклинорий, 9. Кыштовский прогиб, 10. Барабинский прогиб, 11. Чекинский краевой прогиб, 12. Верхневасюганский мегантиклинорий, 13. Межовский выступ, 14. Нюрольский прогиб, 15. Пудинский антиклинорий, 16. Айгольский синклинорий, 17. Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, 18. Васюганский антиклинорий, 19. Нижневартовский антиклинорий, 20. Усть-Тымский грабен-рифт, 21. Сенькинский антиклинорий, 22. Назинский антиклинорий, 23. Усть-Тымская впадина, 24. Тибинакский горст, 25. Нарымско-Колпашевская впадина, 26. Чузикский грабен-рифт, 27. Бакчарская впадина, 28. Верхкомбарский синклинорий, 29. Ипатовский горст, 30. Каргатский горст, 31. Новосибирский антиклинорий, 32. Ижморский горст, 33. Пыль-Караминский мегантиклинорий, 34. Ванжильская впадина, 35. Вездеходный горст, 36. Алипская впадина, 37. Среднечулымско-Улуюльский выступ, 38. Тегульдетская впадина.

осадков до триаса включительно, а в горстовых структурах выходят на домезозойскую поверхность фундамента комплексы пород, подстилающие впадину (Тибинакский горст). Размеры впадины, в целом, довольно большие (100х500 км), однако мощность осадочных пород невелика, порядка 1-2 км.

Крупной сложно построенной структурой является Назино-Сенькинский мегантиклинорий. Ось мегантиклинория проходит через Лукашкин Яр, Амбарское, Колтогорско-Уренгойский. Усть-Тымским и Чузикским раннемезозойскими грабен-рифтами он разделен на три блока. Средняя часть мегантиклинория, расположенная между Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским грабен-рифтами, по данным бурения, сложена интенсивно-дислоцированными и метаморфизованными нижнепалеозойскими образованиями. Следующие два блока мегантиклинория принципиально не отличаются по морфологии, но слагающие их породы, по-видимому, несколько моложе. Структура Назино-Сенькинского мегантиклинория в пределах Среднего Приобья имеет менее четкое структурное выражение. Здесь структура представлена Агапским антиклинорием. Приосевая зона антиклинория по данным бурения на Варьеганской и Большекотухтинской площадях сложена карбонатно-глинистыми сланцами с остатками водорослей силурийского возраста, а также глинистыми сланцами, вероятно, верхнего девона - нижнего карбона. В рельефе поверхности фундамента структура мегантиклинория, в целом,имеет относительное поднятие в 200-350 м. К приосевой зоне приурочены гранитоидные массивы, вскрытые скважинами на Назинской и Сенькинской площадях.

Западнее, параллельно Назино-Сенькинскому мегантиклинорию, располагается Аигольский синклинорий. Эта зона характеризуется понижением в рельефе фундамента и сложена, в основном, эффузивными и эффузивно-осадочными породами, которые по степени измененности и дислоцированности могут быть условно отнесены к нижнепа-

леозойским. Орогенный комплекс герцинид здесь, по-видимому, денудирован в начале ранней юры.

Юго-западнее синклинория располагается широкая и протяженная сложно построенная положительная Нижневартовско-Пудинская мегантиклинорная зона, которая состоит из Нижне-Вартовского, Васюганского и Пудинского антиклинориев, являющихся продолжением один другого и осложненных, в свою очередь, каждый рядом синклинорных зон. Васюганский и Пудинский антиклинории разделены Усть-Тымским грабен-рифтом. Общее строение этой мегаструктурной зоны аналогично Назино-Сенькинскому мегантиклинорию. Здесь также в приосевой части наиболее крупного антиклинория (Нижневартовского) выходят нижнепалеозойские или более древние метаморфические комплексы, вероятно, прорванные гранитоидами, а на крыльях антиклинория развиты карбонатно-терригенные и сланцевые толщи среднего палеозоя. Васюганский и Пудинский антиклинории (часто рассматриваемые как Васюган-Пудинский мегантиклинорий) сложены, в основном, среднепалеозойскими карбонатными и карбонатно-терригенными разностями пород, имеющих полную складчатость.

По подавляющему большинству разрезов скважин, где палеозойские породы обладают слоистостью, отмечаются углы падения слоев, достигающие 60-70^{0}. Массивные породы (чаще всего известняки), где слоистость более крупная, чем разовая проходка с отбором керна, как правило, не имеют четко выраженных углов наклона слоев в керновом материале, т.к. обычно именно по плоскостям наслоения происходит отрыв керна с последующим разрушением этой поверхности в процессе бурения.

Интенсивная дислоцированность пород при малых размерах структур и большой глубине их залегания (мощность мезозойско-кайнозойского чехла в описываемых районах юго-востока плиты составляет 2,5-3 и более км) представляет главную трудность для изучения тек-

тоники палеозойских слоев сейсморазведкой.

В последние годы, благодаря большому объему детальных работ ОГТ на отдельных площадях, удалось получить качественную картину характера складчатости палеозойских слоев. Наиболее важные результаты данных сейсмических исследований были получены Томским геофизическим трестом совместно со СНИИГГиМСом по району Пудинского антиклинория. Здесь на ряде площадей (Лугинецкая, Останинская, Северо-Останинская, Западно-Останинская, Сельвейкинская, Калиновая и Северо-Калиновая) была выполнена плотная сеть профилей ОГТ. Детальная обработка этих материалов, проведенная Б.А. Канарейкиным, позволила наметить местоположение осей антиклинальных складок и разломов (рис.10). Как видно, антиклинальные складки и разделяющие их синклинали и разломы имеют северо-западное простирание. Оси антиклиналей ундулируют по простиранию. Структуры имеют ширину в единицы километров, при длине в 5-10 км, а с учетом ундуляции и возможного продолжения одной складки другой, расположенной на ее простирании, длина складок может достигать многих десятков километров. Одна из таких складок - Лугинецкая была разбурена в приосевой части. Заложение Лугинецкой параметрической скважины было произведено по материалам сейсморазведки, направленным на изучение структур в чехле, в частности горизонта $П^а$, приуроченного к подошве баженовской свиты верхней юры. Скважина прошла 1525 метров (2488-4013 м забой) по известнякам среднего-верхнего девона с единичными прослоями эффузивов основного состава. Углы падения слоев не превышают 15^0. Как выяснилось в результате проведенных позднее работ ОГТ, тектоника палеозойских слоев в районе параметрической скважины характеризуется антиклинорным строением, а скважина пройдена по приосевой части этой антиклинали. Необходимо отметить, что структура поверхности палеозойских складчатых образований не имеет четкой корреляции со

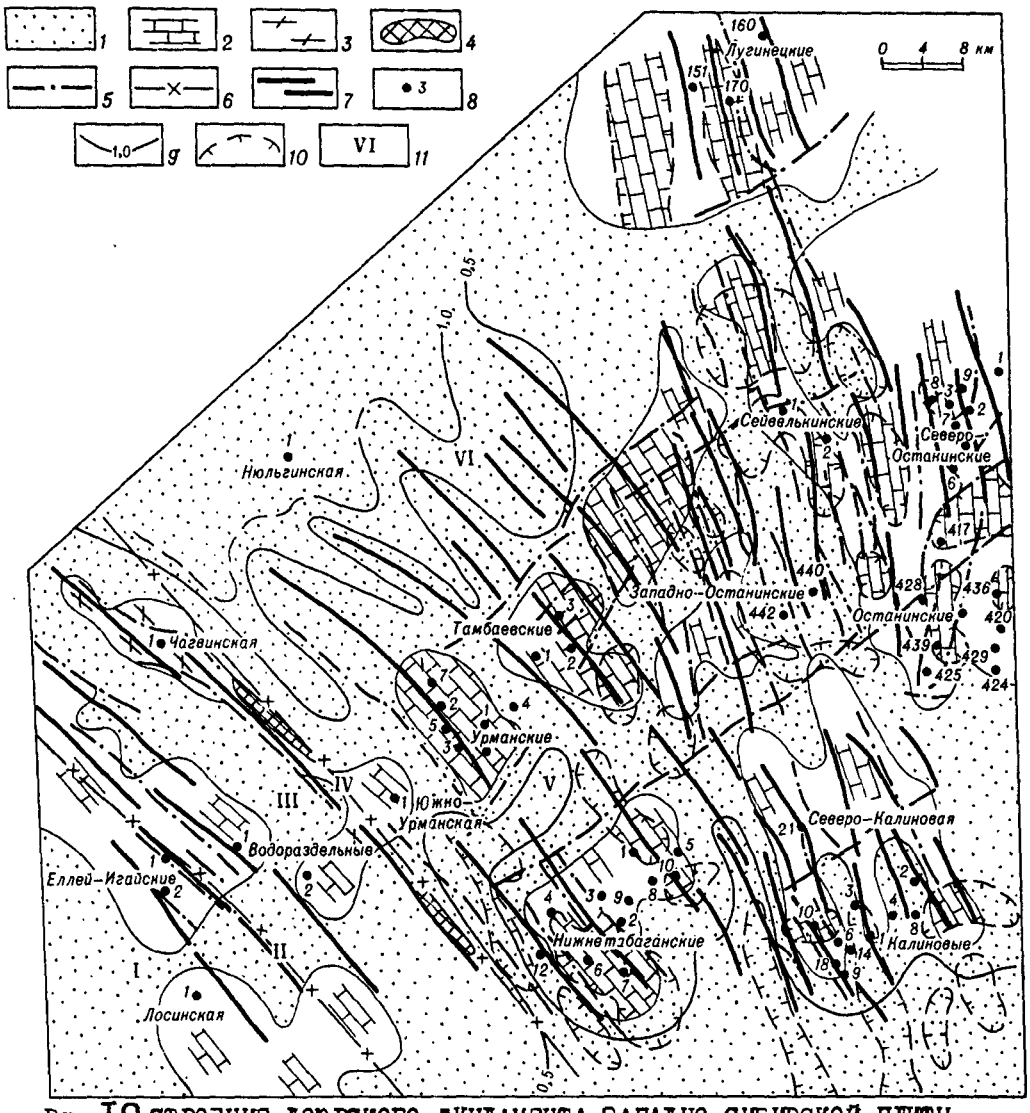


Рис.10 СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ РАЙОНА НЮРОЛЬСКОГО ПРОГИБА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

(по Е.А.Канарейкину, Л.В.Смирнову)

I - распространение туфогенно-осадочной толщи верхнего палеозоя-триаса; 2-4 - выходы на доюрскую поверхность: 2 - преимущественно карбонатных толщ среднего палеозоя, 3 - метаморфических толщ нижнего палеозоя, 4 - интрузивных тел основного и ультраосновного состава; 5 - разломы, отображающиеся в сейсмических волновых полях; 6 - глубинные разломы, отображающиеся в гравимагнитных и сейсмических волновых полях; 7 - оси зон положительных структур в толще пород среднего палеозоя; 8 - поисково-разведочные и параметрические скважины; 9 - изопахиты отложений верхнего палеозоя-триаса, км; 10 - распространение пород среднего палеозоя с v_T>6,3 км/с; II - структуры доюрского основания: I - Верх-Тарский блок, II - Майский разлом, III - Еллей-Игайский блок, IУ - Фестивальный разлом, У - Урманско-Нижнетабаганский блок, УI - Нюльгинская верхнепалеозойско-триасовая впадина

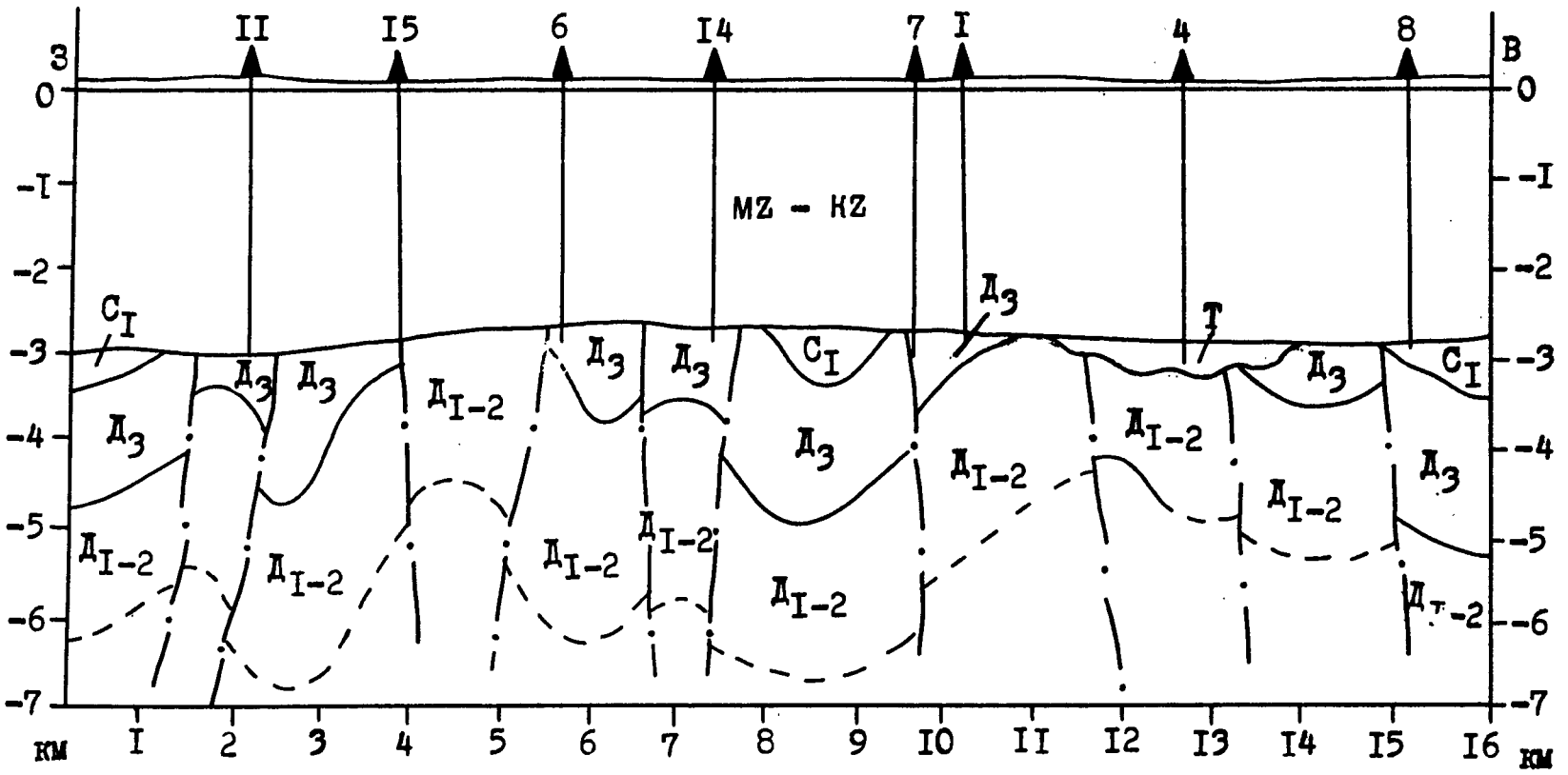
структурами слоев. Структуры поверхности палеозойских образований значительно крупнее, чем складки внутри палеозойского комплекса. Аналогичные работы на Калиновой площади в сочетании с буровыми данными позволяют схематично отразить складчатую и блоковую структуру палеозоя на профиле (рис.II).Следует подчеркнуть, что аналогичная картина дислоцированности палеозойских отложений (преимущественно девонских) получена также при исследованиях и на смежных площадях (Урманской, Нижне-Табаганской, Табмаевской), расположенных уже в пределах зоны Нюрольского прогиба, тектоническая позиция которого позволяет полагать, что палеозойские отложения здесь подстилаются более жестким блоком байкалид.

Северо-западную часть Нижневартовско-Пудинского мегантиклинория составляет Нижневартовский антиклинорий, в ядре которого Мегионскими скважинами - I,2. Нижне-Вартовскими - 22, Соснинской I6, и Советской 26 вскрыты наиболее древние предположительно нижнепалеозойские или древние толщи сланцев /36/. В юго-восточной части, где Нижневартовский антиклинорий пересекается с Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом, на Ломовой и Пионерской площадях вскрыты гранитоиды, а Ледовой скважиной зеленокаменно-измененные эффузивы основного состава. Крылья антиклинория и осложняющие его синклинальные - структуры выполнены карбонатными и терригенно-карбонатными комплексами, среднего палеозоя.

На западе и северо-западе Центрально-Западносибирской складчатой системы протягивается полоса антиклинорных зон, очевидно, унаследованного типа развития. Самой западной структурой, по-видимому, унаследованного типа, в составе Центрально-Западносибирской складчатой системы является Верхневасюганский мегантиклинорий, который сложен песчано-глинистыми и кремнистыми сланцами, метаморфизованными и эффузивными породами предположительно нижнего палеозоя или возможно позднего докембрия. По характеру грави-

Схематический сейсмогеологический разрез Калиновой площади

Составили: Б.А.Канарейкин, О.Г.Жеро



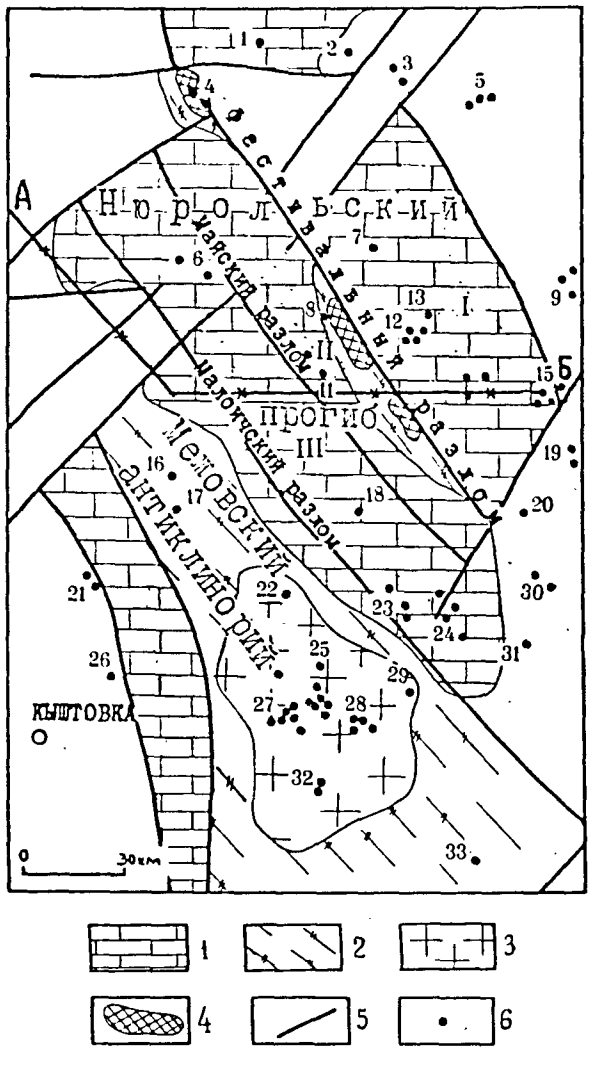
Расположение скважин см. рис. I0

Рис. II

тационного поля и широкому развитию кислых эффузивов, вскрытых на Моисеевской площади, центральная часть структуры, вероятно, интрудирована гранитными батолитами не только на Ларломкинской площади, но и в других частях. Подобным строением характеризуется и Сургутско-Пурпейский антиклинорий в Среднем Приобье. Специфичность этих антиклинориев заключается в том, что в их приосевых частях выходят на поверхность фундамента байкальские метаморфические комплексы, характеризующиеся существенно-кремнистым составом и поэтому в потенциальных полях отражающиеся отрицательными аномалиями. Байкальские древние ядра этих антиклинориев, вероятно, существенно гранитизированы в процессе позднегерцинского тектогенеза, что привело к устойчивому воздыманию этих зон не только на стадии завершения складчатости, но и в период формирования чехла молодой платформы. На юго-восточном продолжении Верхневасюганского мегантиклинория догерцинские складчатые образования слагают крупный Межовский интрагеосинклинальный массив. В период герцинского геосинклинального развития региона массив играл роль жесткой глыбы второго рода /258/. Межовский массив неоднороден, его образуют фрагменты двух структурно-формационных зон байкалид: антиклинорной и синклинорной. Антиклинорная зона в структуре герцинид также образовала антиклинорий, именуемый Межовским (рис.12). Байкальская синклинорная зона явилась основой для палеозойского Нюрольского прогиба. Основу Межовского антиклинория составляет одноименный крупнейший в составе фундамента Западно-Сибирской плиты гранитный батолит. Он вскрыт многими скважинами на Межовской, Веселовской и других площадях. Изотопно возрастные исследования, проведенные в лаборатории СНИИГГиМС, дают возможность утверждать, что массив гранитоидов не является одновозрастным. Имеются цифры позднего докембрия и позднего палеозоя.

Нюрольский осадочный бассейн представляет собой наложенную

Строение Межовского интрагеосинклинального массива



I-карбонатно-терригенный чехол массива, 2-выступы основания массива, 3-Межовский гранитный батолит, 4-серпентиниты, 5-основные разломы, 6-скважины. Блоки Нюрольского прогиба: I-Урманско-Нижне-табаганский, II-Еллей-Игайский, III-Малоичско-Верхтарский. Разведочные площади: I-Речная, 2-Квензорская, 3-Шингинская, 4-Фестивальная, 5-Лугинецкая, 6-Майская, 7-Нюльгинская, 8-Чагвинская, 9-Останинская, I0-Еллей-Игайская, II-Водораздельная, I2-Урманская, I3-Тамбаевская, I4-Нижне-Табаганская, I5-Калиновая, I6-Зимняя, I7-Чековская, I8-Лосинская, I9-Казанская, 20, Таволгинская, 2I-Бочкаревская, 22-Братская, 23-Малоичская, 24-Верхтарская, 25-Ургульская, 26-Камышинская, 27-Межовская, 28-Веселовская, 29-Бергульская, 30-Ракитинская, 3I-Тай-Дасская, 32-Тартасская, 33-Новотроицкая.

Рис. I2

структурно-формационную зону, сформированную комплексом пород, синхронных этапу наибольшего прогибания в геосинклинальных трогах, окаймляющей массив герцинской геосинклинали. На рис.13 в схематическом виде показаны этапы тектонического развития Межовского массива и Нюрольского прогиба на нем. Западный борт прогиба представляется вполне определенно, тогда как восточный борт имеет расплывчатые очертания. Разлом, ограничивающий с востока интрагеосинклинальный массив, в силу глубокого залегания под дислоцированными толщами среднего палеозоя, проявляется очень слабо в потенциальных полях. Не способствует четкому разграничению и близость состава пород, слагающих Нюрольский прогиб и Васюган-Пудинский инверсионный мегантиклинорий. Наиболее объективные данные по разграничению Нюрольского осадочного бассейна и Васюган-Пудинского мегантиклинория получены в последнее время в результате детальных комплексных сейсмических работ (методом КМПВ и МОГТ) по региональному профилю, пересекающему обе эти структуры вкрест простирания /100/. Волновая картина МОГТ и характер строения поля граничных скоростей указывают на несколько различную степень дислоцированности отложений; напряженной линейной в пределах мегантиклинория и менее напряженная в Нюрольском прогибе. Эти же работы показывают и на гетерогенность высокоскоростного преломляющего горизонта, прослеживаемого как в том, так и в другом районе/рис.5А/ Выход на доюрскую поверхность основания прогиба происходит вдоль Фестивального разлома (рис.5 А). Комплекс основания прогиба вскрыт на Чагвинской площади, где скважина I под отложениями юры вскрыла глинисто-сланцевые образования, чрезвычайно сходные с кембро-ордовиксом Горного Алтая. Вероятно, среди подобных образований заключены и серпентиниты, вскрытые скважинами 252 и 253 на Фестивальной площади, расположенной вдоль одноименного разлома. Нюрольский бассейн, судя по данным бурения, в основном сложен си-

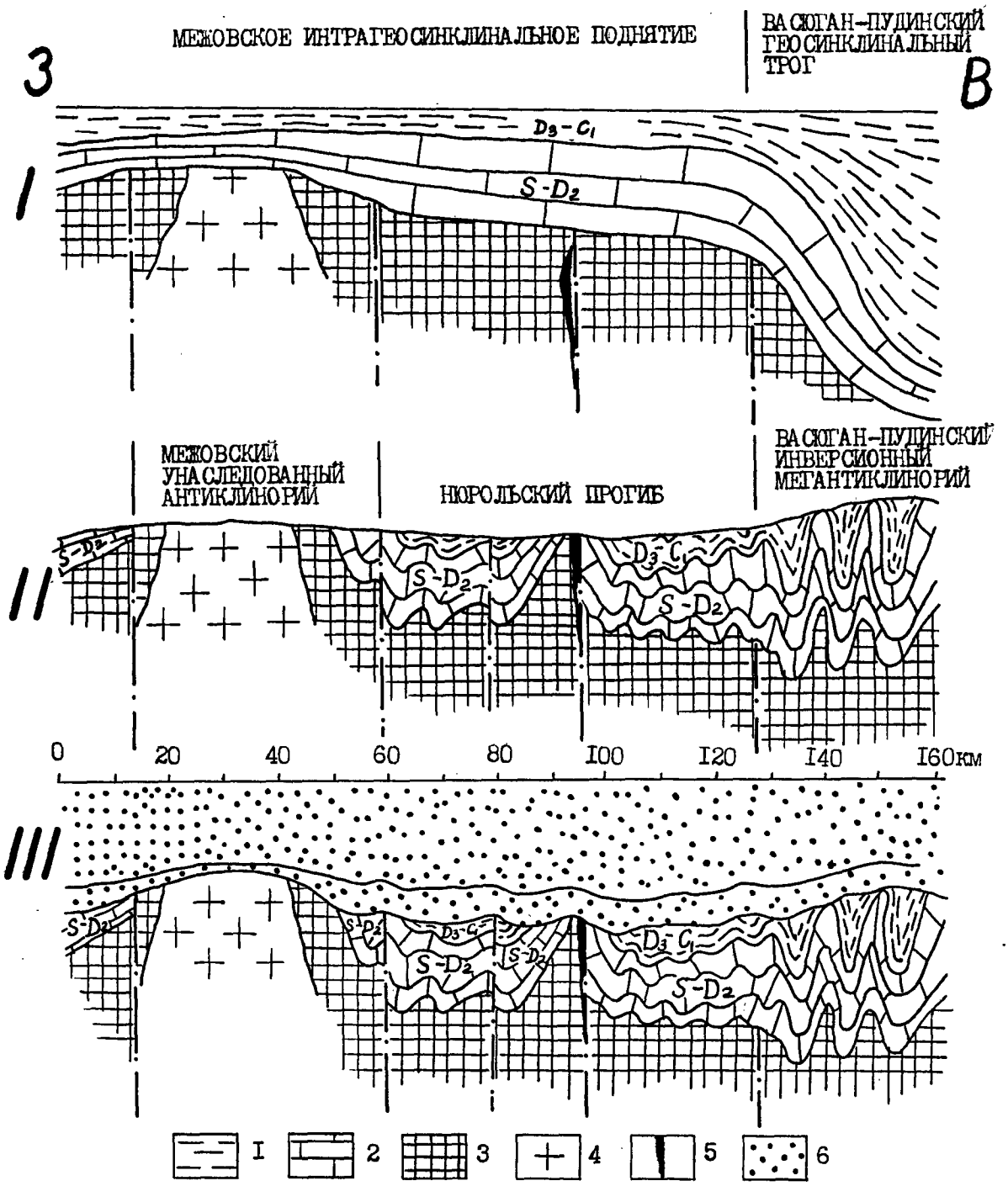


Рис.13 СХЕМА ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ НЮРОЛЬСКОГО ПРОГИБА

Составил О.Г.Жеро

I. Тектоническое строение к началу среднего карбона.

II. Тектоническое строение к началу юрского периода.

III. Современное тектоническое строение.

1-глинисто-сланцевые образования /в пределах интрагеосинклинального поднятия кроме глинисто-сланцевых образований присутствуют и карбонатные породы/, 2-существенно карбонатные отложения, 3-докембрийские и нижнепалеозойские метаморфические образования, 4-гранитоиды, 5-ультрабазиты, 6-песчано-глинистые отложения мезозоя и кайнозоя.

Характер складчатости показан условно.
Ориентировка линии профиля на рис.

лурийско-девонскими существенно карбонатными отложениями с телами спилитов и долеритов, составляющих единицы процентов его разреза. В крупных синклинальных складках, очевидно, имеют развитие глинисто-сланцевые образования верхнего девона-нижнего карбона (Майская скв.I), а также верхнепалеозойские и триасовые песчано-глинистые отложения, лежащие с резким угловым и стратиграфическим несогласием на палеозойских отложениях.

Тектоническое строение Нюрольского прогиба предопределяется осложняющими его крупными разломами. Эти разломы, вероятно, имеют древнее заложение, но в результате интенсивных инверсионных и складчатых движений, происшедших в Центрально-Западносибирской геосинклинали в конце палеозоя, движения по ним возобновились и продолжались, судя по анализу строения тюменской свиты, еще в течение юрского периода /I2/. Необходимо отметить также, что, по-видимому, помимо крупных региональных разломов, отложения прогиба разбиты серией мелких дизъюнктивов, создающих мозаику локальных блоковых структур, в пределах которых сейчас ведется поисковое бурение.

В Среднем Приобье расположена одна из крупнейших и, по-видимому, сложно построенных отрицательных структур Центрально-Западносибирской складчатой системы Югано-Покурская внутренняя впадина. Она разделяет расположенную на самом западе складчатой системы группу антиклинориев унаследованного типа развития от группы антиклинориев инверсионного типа развития. Внутренняя впадина выполнена, вероятно, верхнепалеозойскими, орогенными отложениями и вскрытыми на многих площадях раннетриасовыми вулканогенными образованиями. Территорию впадин осложняют грабен-рифты.

На юге Центрально-Западносибирской складчатой системы структурно-формационная зональность проявляется менее отчетливо.

Сложность структуры этой части герцинид объясняется проявле-

нием, по-видимому, и здесь позднепермских горизонтальных смещений, которые имеют широкое развитие в пределах Салаира, Алтая и Барнаульского массива.

Салымская геосинклинально-складчатая система

Салымская геосинклинально-складчатая система образует фундамент Западно-Сибирской плиты в районе Обь-Иртышского междуречья. На юге, в пределах обрамления, эта система представлена Чингиз-Тарбагатайской складчатой зоной Центрального Казахстана. В пределах плиты Салымская система существенно расширяется и здесь она представлена Старосолдатской-Михайловской и Верхне-Демьянской мегантиклинорными зонами, разделенными Тарско-Муромцевским мегасинклинорием. От Центрально-Западносибирской системы Салымская отделяется Чекинским краевым прогибом, а от Центрально-Казахстанской - Иртышским краевым прогибом. Структурные зоны Салымской системы четко отражаются в геофизических полях.

Анализ формаций, характера вулканизма и тектонических взаимоотношений структур складчатой системы как в открытой части, так и в пределах развития мезозойско-кайнозойского чехла, показывает, что ее геосинклинальный этап развития завершился в девонский период. Каменноугольные и пермские образования здесь уже слагают орогенные структурно-формационные зоны (краевые прогибы, крупные синклинали и центральные части синклинория). Характерной особенностью Салымской геосинклинально-складчатой системы, судя по открытой ее части (Чингиз-Тарбогатайская зона) и по данным бурения в пределах плиты, является очень широкое развитие среднепалеозойских вулканических пород преимущественно среднего и основного составов и незначительное развитие осадочных. Вероятно, это связано с тем, что система в период своего развития находилась меж-

ду крупной позднегерцинской геосинклинальной системой и завершившей свое развитие каледонской областью Центрального Казахстана, т.е. в весьма мобильной зоне.

Старосолдатско-Михайловский мегантиклинорий представляет собой протяженную структуру северо-западного простирания. Эта мегаструктура, состоит из двух антиклинориев: Михайловского на юго-востоке и Старосолдатского на северо-западе. В рельефе поверхности фундамента как отдельные части, так и вся зона выражены полосой поднятий. Скважинами на отдельных поднятиях вскрываются гранитоиды (Нагорнинская, Малиновская, Тарбожинская, Нижнеомская площади) и метмаорфизованные зеленокаменные эффузивы. Мегантиклинорий отражается отрицательными аномалиями силы тяжести, переменными и отрицательными магнитными.

Верхнедемьянский мегантиклинорий имеет аналогичное строение и отражение в геофизических полях. В его пределах скважинами вскрываются также гранитоиды в приосевой зоне и вулканогенные комплексы их вмещающие.

Разделяющий мегантиклинорий Тарско-Муромцевской мегасинклинорий выражен прогибом в рельефе поверхности геосинклинальных образований. Судя по тому, что на ряде площадей (Ново-Васильевская, Калачевская, Новологиновская, Тевризская и многие другие) под мезозойско-кайнозойскими отложениями непосредственно вскрыты типично геосинклинальные образования, мегасинклинорий характеризуется очевидно крайне незначительным развитием осадочных отложений орогенного этапа развития. По-видимому, здесь орогенный комплекс эффузивный. Это подтверждается и анализом сейсмических материалов, свидетельствующих о значительной мощности вулканогенных образований, перекрывающих геосинклинально-складчатые породы.

Мегасинклинорий осложнен в центральной части Пологрудовским горстантиклинорием, в ядре которого под мезозойскими отложениями

чехла выходят одни из наиболее метаморфизованных в регионе образований - слюдяно-амфиболовые сланцы (Болотная и Тай-Тымская площади). Пограничной структурно-формационной зоной Салымской складчатой системы и каледонид Центрального Казахстана является сложно построенный Иртышский краевой прогиб. Краевой шов, местоположение которого трассирует долина Иртыша, очевидно был весьма активным дизъюнктивом на орогенном этапе развития Салымской геосинклинали, в связи с чем структура краевого прогиба, развившаяся над ним, представлена серией грабенов, разделенных горстовыми выступами.

Иртышский краевой прогиб очень четко выражается в рельефе поверхности складчатого фундамента прогибом. Бурением практически не изучен. Омская опорная скважина, расположенная в пределах наиболее погруженной части краевого прогиба, вскрыла только туринскую серию триаса. По данным расчетов глубин до магнитоактивных тел, а также анализа сейсмических материалов, максимальная мощность осадочных пород, выполняющих прогиб достигает 2,5-3,0 км.

По данным ГСЗ прогиб разбит поперечными горстовыми поднятиями, в которых под чехлом плиты, по-видимому, выходят глубоко-метаморфизованные образования.

Центрально-Казахстанская геосинклинально-складчатая система

Северная часть Центрально-Казахстанской геосинклинально-складчатой системы образует фундамент Западно-Сибирской плиты в Тобол-Иртышском междуречье. Тектоническое строение и история развития этого региона по многим вопросам остаются дискуссионными. В пределах открытой части выделяются структуры протерозойской и нижнепалеозойской (каледонской) складчатости. Отсутствие четкой линейности каледонских структурно-формационных зон и различная ориентировка складчатости в разных структурных ярусах во многом предопределены тем, что на данной территории имели место интен-

сивно развитые геосинклинально-складчатые системы докембрия. В результате этого фрагменты древних складчатых комплексов играли роль многочисленных жестких массивов не способствовавших полноценному развитию каледонской геосинклинали.

Структурно-формационные зоны каледонской геосинклинально-складчатой системы представлены сложно построенными, часто горстового типа, унаследованными антиклинориями и грабен-синклинориями, обтекающими со всех сторон Кокчетавский массив, имеющий карельский или даже более древний возраст /83/. В северо-западной части системы выделяется Марьевский грабен-синклинорий. Синклинорий сложен вулканогенными и осадочными толщами ородовика, метаморфизованными и смятыми в крупные складки. С юга Кокчетавский массив обрамляет Калмык-Кульский синклинорий также сложенный ордовикскими и силурийскими существенно вулканогенными образованиями,с востока массив обрамляет Степнякский синклинорий, сложенный в основном ордовикскими породами и аналогичный по строению Селетинский синклинорий, отделенный от Степнякского Кызылсорским антиклинорием.

Антиклинорные зоны сложены чаще всего докембрийскими глубоко метаморфизованными комплексами и гранитными батолитами,отражаются отрицательными аномалиями силы тяжести и переменными магнитными.

Одной из крупных унаследованного типа зоны является Урицко-Тобольский антиклинорий. Он почти полностью перекрыт эпигеосинклинальными палеозойскими образованиями, имеет северо-восточное простирание. В своей центральной части ядро антиклинали образует Урицкий выступ протерозойских комплексов. В гравитационном поле антиклинорий отображается четкой отрицательной аномальной зоной. Магнитное поле положительное. В рельефе поверхности складчатого фундамента Тобольский антиклинорий выражен поднятием, над которым мезозойско-кайнозойский платформенный чехол образует поднятие,

открывающееся к югу, где редко сокращается до выклинивания разрез мезозойско-кайнозойского чехла. Из наиболее крупных горст-антиклинорных зон, протягивающихся в пределы развития чехла Западно-Сибирской плиты, является Ерментау-Ниязский горст-антиклинорий, сложенный протерозойскими кварцитами и глинисто-слюдистыми сланцами.

Каледониды Казахстана характеризуются обилием среднепалеозойских унаследованно-наложенных постгеосинклинальных впадин и мульд, выполненных средне-верхнепалеозойскими осадочными, преимущественно континентальными отложениями. Эта отличительная черта строения Центрального Казахстана была особо отмечена А.Л.Яншиным /238/.

Судя по данным бурения в пределах плиты, геосинклинально-складчатые и блоковые структуры каледонид также во многих местах перекрыты унаследованно-наложенными впадинами с тем же возрастным диапазоном выполняющих отложений, что и в открытой части. Такова Вагай-Ишимская, Петропавловская впадины и ряд более мелких депрессий.

На западе граница Центрального Казахстана с Уральской герцинской складчатой системой проходит по зоне разлома, перекрытого Урало-Казахским краевым прогибом.

Уральская геосинклинально-складчатая система

Уральская позднегерцинская геосинклинально-складчатая система, погружаясь под чехол, образует фундамент западной части Западно-Сибирской плиты.

Восточная граница системы проходит по глубинному разлому, отделяющему ее от каледонид Центрального Казахстана. Над этим разломом в конце палеозоя развился краевой прогиб, структура которого

с ундуляциями оси протягивается от Аральского моря на юге до широты г.Ханты-Мансийска на севере. Установление краевого прогиба вдоль восточной окраины Уральской геосинклинально-складчатой системы имеет большое научное и практическое значение. Присутствие краевых прогибов по обе стороны Уральской системы совершенно определенно указывает на геосинклинальную природу ее, несмотря на имеющее место шарьирование пластин литосферы. Широкое развитие надвиговых зон в геосинклинально-складчатых системах, очевидно, обусловлено глобальными тектоническими процессами в геосферах, в частности, вероятно, течениями всей литосферы. На возможное существование Зауральского краевого прогиба исследователи указывали неоднократно /I,II0,242 и др./.

Более обстоятельно геология и нефтеносность прогиба рассмотрена Жеро О.Г./70-73/, им же предложено и название Урало-Казахский. Изучение геологического строения Урало-Казахского краевого прогиба приводилось в пределах так называемого Кустанайского вала, где мощность мезозойско-кайнозойского чехла не превышает 200 м. Западная граница краевого прогиба проходит по Ливановскому разлому, восточная - по Центрально-Тургайскому. Краевой прогиб подразделяется на внутреннюю и внешнюю зоны. Границей между зонами является погребенный разлом, трассируемый цепью андезит-диоритовых интрузий железорудной полосы и отделяющий каледониды Казахстана от герцинид Урала. Таким образом, врешняя зона краевого прогиба расположена на каледонском цоколе, а внутренняя является составной частью Уральской геосинклинально-складчатой системы. Ширина краевого прогиба в пределах севера Тургая I00-I20 км. Ширина внешней зоны 65-70 км. По простиранию ось прогиба ундулирует и он имеет четковидный характер. Складчатость внутренней зоны имеет все черты геосинклинального типа, а внешней зоны - переходного типа. Во внешней зоне, интересной в смысле нефтеносности,

складчатость представлена крупными, линейно-вытянутыми антиклинальными и синклинальными структурами, имеющими размеры 150-180 х 25-30 км. В свою очередь, эти структуры осложнены брахиструктурами более низкого порядка. Углы падения крыльев структур высшего порядка 15-25°, а крыльев структур низшего порядка 35-40°. Структуры низшего порядка ассиметричны с более крутыми восточными крыльями и более пологими западными. Складчатость проходила в последние фазы герцинского тектогенеза и возникла как результат инверсии в Уральской геосинклинали (рис.14).

Дугообразная выпуклость осей складок на восток указывает на то, что давление распространялось со стороны Уральской геосинклинали.

Наиболее древними породами, вскрытыми скважинами во внешней зоне, являются эффузивные и пирокластические образования, относимые к нижнему-среднему девону, выше залегают франские и фаменские отложения, суммарной мощностью в 230-250 м, которые в западном направлении замещаются на морские. Нижнекаменноугольные карбонатные и карбонатно-терригенные отложения широко распространены во внешней зоне Урало-Казахского краевого прогиба. По фауне фораминифер, брахиопод и кораллов установлено, что среди этих отложений присутствуют слои всех трех ярусов. Турнейские и нижневазейские отложения представлены известняками и доломитами, а средне-верхневизейские и намюрские известняками, песчаниками и аргиллитами с прослоями (до 10 м) ангидрита. Полная мощность нижнего карбона еще не установлена, но она превышает 2500 м. Девонские и особенно нижнекаменноугольные отложения составляют доинверсионную часть разреза, их накопление происходило преимущественно в морских или лагунных условиях. Орогенная молассовая часть разреза краевого прогиба представлена средне-верхнекаменноугольными красноцветными терригенными и пирокластическими отложениями. Во внутренней зоне

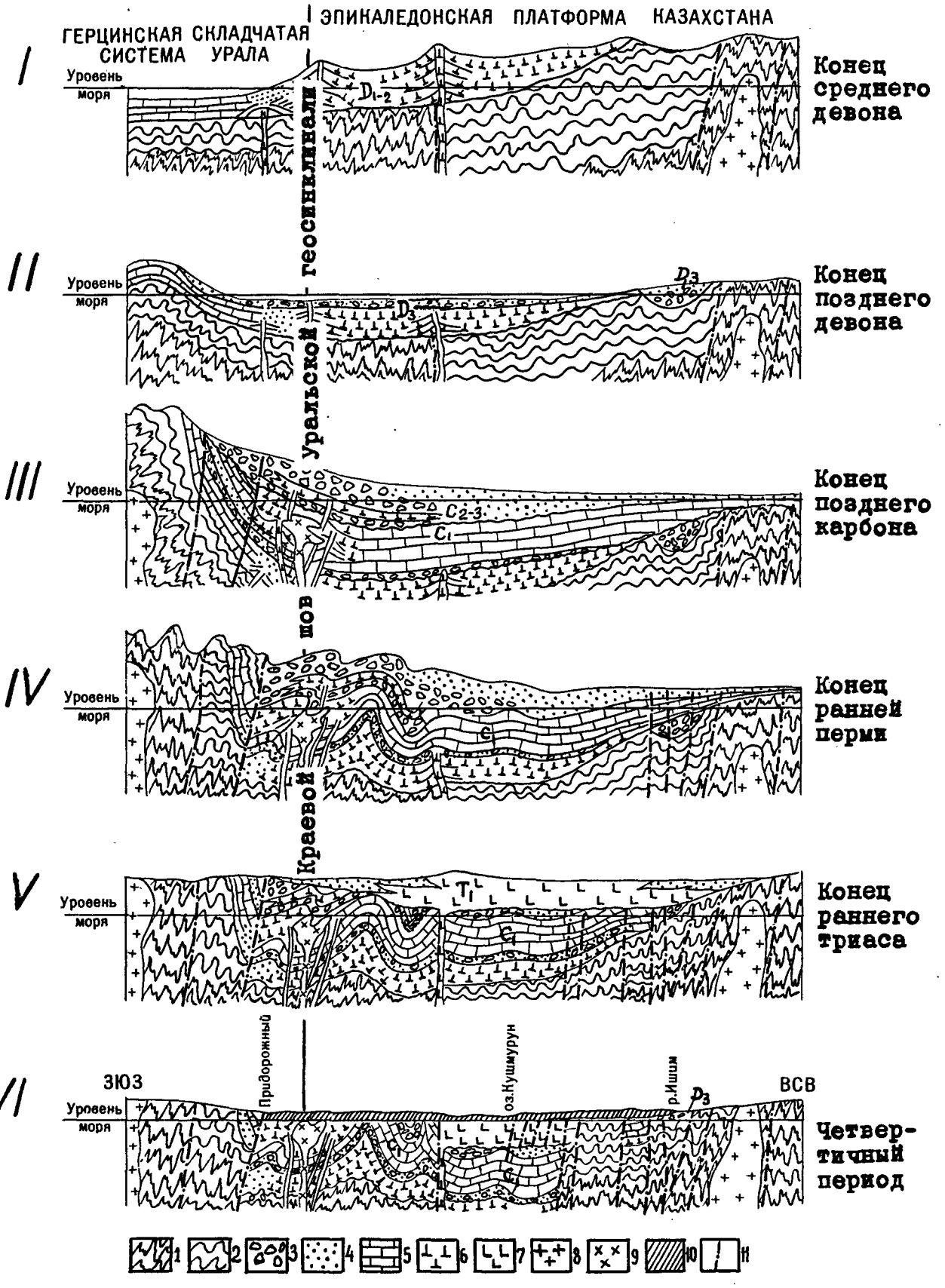


Рис.14 ОСНОВНЫЕ ФАЗЫ РАЗВИТИЯ УРАЛО-КАЗАХСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Составил О.Г.Жеро

/условные обозначения на следующей странице/

Условные обозначения к рисунку 14.

1 - протерозойские метаморфические образования, 2 - нижнепалеозойские складчатые образования, 3 - грубообломочные породы, 4 - песчано-глинистые породы, 5 - карбонатные породы, 6 - вулканогенные образования среднего состава, 7 - вулканогенные образования основного состава, 8 - гранитоиды, 9 - диориты, 10 - мезозойско-кайнозойские песчано-глинистые отложения, 11 - крупнейшие разломы.

Основные фазы развития Урало-Казахского краевого прогиба:

I - фаза зарождения краевого прогиба.

II - фаза обособления краевого прогиба.

III - фаза максимального развития краевого прогиба. Заполнение прогиба красноцветными молаасовыми образованиями среднего-верхнего карбона.

IУ - фаза смятия отложений краевого прогиба в связи с инверсией и складчатостью в Уральской геосинклинально-складчатой системе. Последующая денудация складчатых сооружений прогиба.

У - фаза частичной регенерации краевого прогиба, заполнение его триасовыми вулканогенно-осадочными и нижнеюрскими угленосными отложениями с последующими дифференцированными блоковыми движениями и пенепленизацией в ранне-среднеюрскую эпоху.

УI - современное строение краевого прогиба.

Линия разреза проходит по широте южной оконечности оз. Кушмурун.

прогиба среди красноцветных толщ присутствуют эффузивы и туфобрекчии. Мощность молассовых образований составляет несколько тысяч метров и полностью не выяснена. Молассы сохранились только в крупных синеклинальных структурах, на поднятиях они были денудированы, вероятно, в ранней-средней юре.

Уральская геосинклинально-складчатая система развивалась в течение ряда тектогенезов на протяжении позднего докембрия и палеозоя, причем основные структурно-формационные зоны сохраняли свое структурное выражение по унаследованному плану. Заложение геосинклинальных прогибов Уральской геосинклинали, по-видимому, обусловлено глубинными разломами раздвигового (рифтового) типа. В их пределах гранитно-метаморфический слой был небольшой мощности или отсутствовал вообще. Это определило характерное для Урала чередование узких, но протяженных зон, постоянство разрезов по простиранию зон и резкую изменчивость вкрест простирания, а также морфологические особенности структур и существенно фемический состав геосинклинальных формаций /99,III и др./.

Синклинории Уральской складчатой системы слагаются спилито-кератофировой, кварц-порфиритовой, известняковой формациями, включающими интрузии основного и ультраосновного состава. В несколько измененном составе (преобладают карбонатные отложения при резком сокращении мощностей) эти формации слагают и антиклинорные зоны. Докембрийские образования в осевых частях антиклинорных зон были выведены на поверхность в результате позднепалеозойского тектогенеза и гранитоидного магматизма.

В восточной части Уральской геосинклинально-складчатой системы, которая перекрыта мезозойским чехлом, выделяется ряд последовательно сменяющихся антиклинорных и синклинорных зон. Крупнейшим структурным элементом Урала, уходящим на севере под чехол плиты, является Магнитогорско-Тагильский синклинорий. Чехлом За-

падно-Сибирской плиты перекрыта северная часть мегасинклинория, представленная Тагильским и Ляпинским синклинориями, сложенными девонскими и каменноугольными отложениями. В центре этих синклинориев ограниченно развиты орогенные отложения среднего-верхнего карбона. Синклинории четко выделяются полосой положительных и гравитационных и магнитных аномалий /2/. Интенсивность гравитационного поля в пределах развития орогенных формаций несколько понижается. По данным ГСЗ мощность гранитно-метаморфического слоя Тагильского синклинория не превышает 16-18 км /62,63/.

Уменьшенная мощность гранитно-метаморфического слоя и широкое развитие вулканогенных и интрузивных формаций основного состава свидетельствуют о рифтовой природе геосинклинальных прогибов Урала, где, по-видимому, была кора, близкая к океаническому типу. Именно эта специфика геосинклинального развития наряду с полициклличностью явилась основой столь высокого металлогенического потенциала Уральской геосинклинали и в частности Магнитогорско-Тагильского мегасинклинория /2/.

К востоку от Магнитогорско-Тагильского мегасинклинория располагается Восточно-Уральский мегантиклинорий. В пределах Зауралья в фундаменте Западно-Сибирской плиты мегантиклинорий представлен своими северными структурами: Пелымским и Северо-Сосьвинским антиклинориями. Буровыми скважинами в приосевой части антиклинориев под мезозойско-кайнозойским чехлом вскрыты позднепалеозойские гранитные массивы и гнейсовые комплексы предположительно докембрийского возраста, на крыльях - метаморфизованные эффузивно-осадочные образования предположительно ордовика и силура.

Гравитационные и магнитные поля над мегантиклинорной зоной преимущественно отрицательные, а дифференциация полей на максимумы и минимумы хорошо коррелируется с составом толщ, слагающих зону.

Мощность гранитно-метаморфического слоя по данным ГСЗ /62, 63/ увеличена и, как правило, превышает здесь 20 км. В рельефе поверхности фундамента мегантиклинорий выражен линейной зоной поднятий, над которой в платформенно-кайнозойском чехле развиты группы поднятий.

Алапаевско-Шеркалинский мегасинклинорий по геологическому строению весьма сходен с Магнитогорско-Тагильским. В нем (в восточной части), вероятно, широко распространены силурийско-девонские и нижнекарбоновые вулканогенные комплексы. В пределах развития чехла Западно-Сибирской плиты мегасинклинорий представлен Шеркалинским и Талицким синклинориями. По данным глубокого бурения оба синклинория сложены вулканогенными породами, относимыми к нижнему карбону. Девонские и силурийские вулканогенные комплексы слагают только ядра локальных поднятий. Геофизическая характеристика в целом зоны аналогична Магнитогорско-Тагильской. В рельефе поверхность фундамента выражена прогибом, над которым платформенный чехол также образует прогиб.

Зауральский мегантиклинорий является краевой структурой системы и почти полностью перекрыт мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом. Мегантиклинорий состоит из трех антиклинориев - Троицко-Кенгусайского, Шадринского и Шаимского. В их строении принимают участие метаморфические и эффузивные образования предположительно от ордовика до нижнего карбона. К осевой части приурочены гранитоиды верхнего палеозоя и образования нерасчлененного нижнего палеозоя-позднего докембрия. В гравитационном и магнитном полях зона отражается преимущественно отрицательными аномалиями. В рельефе поверхности фундамента Шадринский и Шаимский антиклинории выражены поднятиями, над которыми в платформенном чехле развиты тоже поднятия.

Таким образом, основным типом структурных зон Уральской гео-

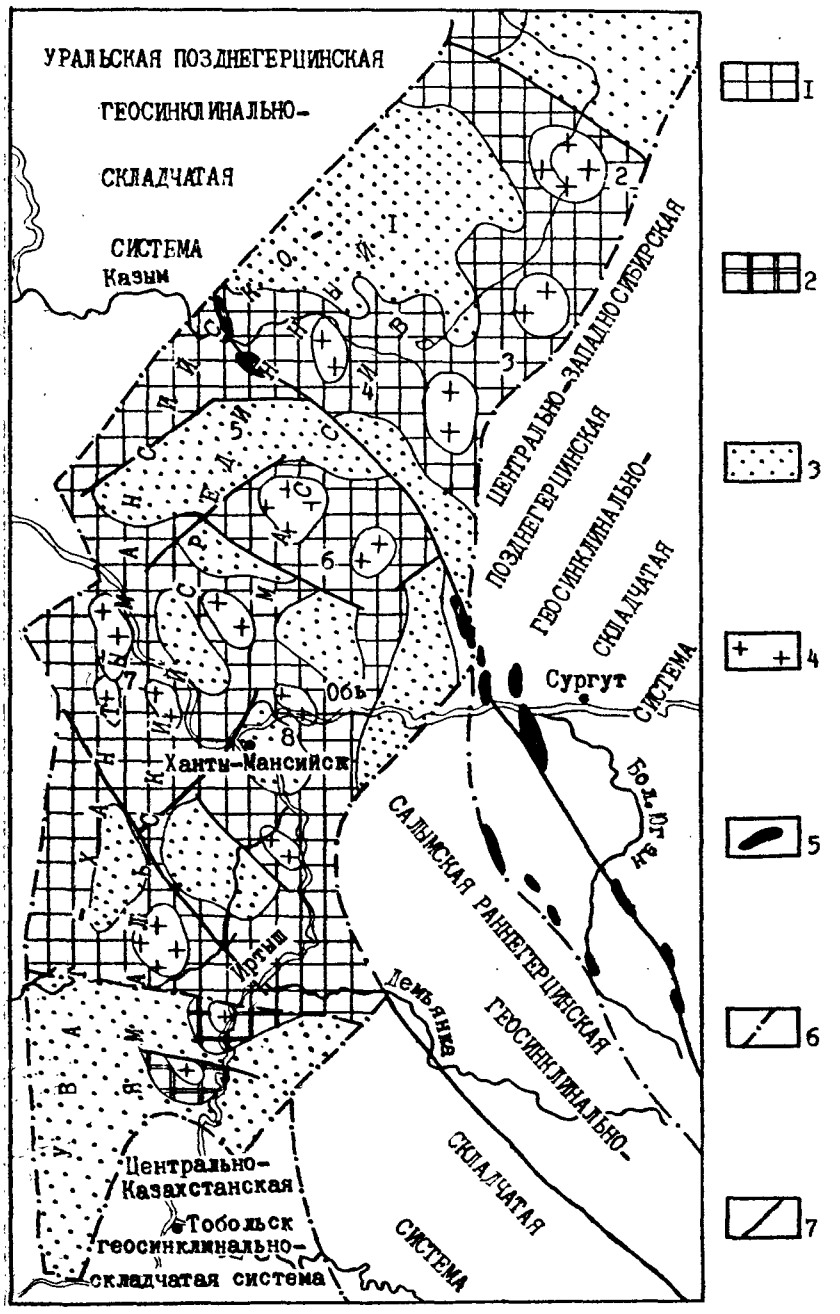
синклинально-складчатой системы являются унаследованные антиклинории и синклинории. По разломам их разделяющим развиты интрузии основных и ультраосновных пород.

В позднем палеозое помимо инверсии движений в пределах Урала произошли значительные тангенциальные движения. Они особенно ярко проявились на западе системы, где имеют место шарьяжи подтвержденные бурением /7,8,93,94/.

Уват-Хантыманскийско-Ямальский срединный массив

Между Уральской и Центрально-Западно-Сибирской позднепалеозойскими (герцинскими) складчатыми системами, разделяя их, расположен Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив. Массив на большей части имеет байкальский возраст и только на юге,вероятно, карельский или более древний (рис.15). Структурно-формационная зональность основания массива играла существенную роль в распределении палеозойских отложений. Фрагменты антиклинорных зон в процессе регенерационной гранитизации в позднем палеозое приобрели тенденцию к относительно восходящим движениям, что привело к формированию крупных поднятий метаморфического фундамента массива и размыву палеозойских отложений. Унаследованные движения этих выступов в течение мезозоя в свою очередь привели к формированию сводовых поднятий мезозойских слоев и некоторому сокращению разреза мезозоя над ними. Фрагменты же синклинорных зон, наоборот, испытывали тенденцию к нисходящим движениям, над ними сохранились палеозойские сингеосинклинальные отложения, а мезозойско-кайнозойские отложения имеют большую мощность. По данным расчетов глубин до магнитактивных масс максимальная мощность палеозойских отложений достигает 3 км. Эти расчеты нашли подтверждение в результате проведенных здесь в последние годы сейсмических работ. По возрасту палеозойские отложения срединного массива в большин-

Строение Уват-Хантымансийско-Ямальского срединного массива
(южная часть)



I- выступы рифейских метаморфических образований; 2- выступы нижне-протерозойских кристаллических образований; 3- впадины, выполненные палеозойскими и триасовыми осадочными и вулканогенными образованиями; 4- районы развития гранитоидов; 5- наиболее крупные интрузии ультраосновных пород; 6- разломы, ограничивающие срединный массив и разграничивающие области разного возраста складчатости; 7- наиболее крупные структурно-формационные разломы

Цифры на карте: I- Надымская впадина; 2- Средне-Надымский выступ; 3- Верхне-Надымский выступ; 4- Юильский выступ; 5- Казымская впадина; 6- Лямпинский выступ; 7- Краснолениннский выступ; 8- Фроловская впадина.

Рис. I5

стве случаев, вероятно, соответствуют времени формирования геосинклинальных комплексов Уральской и Салымской геосинклинально-складчатых систем, об этом свидетельствуют карбонатные отложения девона, вскрытого во Фроловской впадине. Особенностью строения срединного массива является раздробленность его на блоки. Широкое развитие гранитоидов и кремнисто-глинистых сланцев доказано бурением на Красноленинском выступе. По наличию отрицательных аномалий гравитационного поля, гранитные плутоны и вмещающие их кремнисто-глинистые сланцы, вероятно слагают Ляминский, Ныдовский и другие выступы. Гранитные интрузии верхнепалеозойского возраста, по данным бурения на Красноленинском выступе находятся в тесной связи с докембрийскими гранито-гнейсами и сланцами. Докембрийские образования выступов в поле силы тяжести, в целом, отражаются отрицательными аномалиями северо-западного простирания, согласно простиранию байкальских структурно-формационных зон. При этом отмечается, что молодые гранитные массивы на срединном массиве развиты на продолжении антиклинорных зон Уральских герцинид.

Анализ геофизических материалов показывает, что на юге массива в верховьях р.Конды складчатые комплексы основания,вероятно, имеют древний архейский или ранне-среднепротерозойский возраст. Эта часть массива именуется Уватским блоком. Здесь ориентировка аномалий силы тяжести и магнитных широтная, аналогичная аномалиям над восточным бортом Русской платформы. В пределах Уральской складчатой системы на широте Уватского блока субширотные гравитационные и магнитные аномалии как бы "просвечивают" сквозь субмеридиональные доминирующие. Это обстоятельство позволяет предположить, что докарельские и карельские кристаллические комплексы фундамента Русской платформы и Уватского блока были некогда едиными. Об этом же свидетельствует и ряд особенностей строения Уральской системы: присутствие Тараташского, Губенского, Уфалей-

ского, Собинского выступов, сложенных архейскими (в ряде случаев предположительно) образованиями, резкое сужение структур в месте предполагаемого развития архейско-раннепротерозойских структур с дискордантным простиранием, "пережим" в стержневой структуре - Тагило-Магнитогорском мегасинклинории.

На срединном массиве выделяется Надымская и Ханты-Мансийская впадины, Байдарацкий прогиб и ряд более мелких депрессий, где, по-видимому, следует ожидать развитие осадочных палеозойских образований. Южная, большая часть массива в мезозое испытала более интенсивное и устойчивое погружение, что привело к формированию крупной Мансийской мезозойской синеклизы. Северная, более узкая часть массива, была втянута в общее погружение еще в конце палеозоя, в связи с чем здесь широким плащем, вероятно, присутствуют перистые отложения. Разрез мезозоя здесь также увеличенной мощности, но это погружение обязано, вероятно, процессу рифтогенеза, а не является спецификой массива, как единого блока земной коры.

В структуре глубинных слоев земной коры Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив характеризуется некоторым уменьшением общей мощности земной коры (36 км).

3.7. Рифтовые зоны фундамента

В процессе изучения геологического строения доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты еще в 1965 и, более обстоятельно, в 1967 году, было показано существование рифтовой системы раннетриасового возраста /48,212,249/. В дальнейшем к этому выводу присоединились и другие исследователи /10,126/. Скважинами вскрыты в рифтовых зонах образования вулканитов, характерные континентальным рифтовым зонам. В последнее время многочисленными сейсмическими данными зафиксированы характерные особенности морфологии рифтовых зон, а материалы ГСЗ и моделирование по опорным разрезам

земной коры позволили выявить особенности глубинных слоев. Поскольку не все исследователи Западно-Сибирской плиты разделяют точку зрения о рифтовой природе данных специфических зон фундамента, ниже приводятся геологические, геофизические и структурные признаки, доказывающие их рифтовую природу.

Современные хорошо изученные рифтовые зоны Африки, Аравии, Западной Европы и Северной Америки характеризуются четкими геологическими, геофизическими и структурными признаками /49,52,53,92, 144,145,261,290/. К ним относятся линейные большой протяженности положительные остаточные (часто и наблюденные) аномалии гравитационного и наблюденного магнитного полей, линейные положительные структуры современного и палеорельефа (рифтовые долины), или протяженные грабены с большой амплитудой в бортах, неоднородность земной коры, обусловленная подъемом мантийного вещества и проникновением в земную кору по разломам растяжения, уменьшение общей мощности земной коры и понижение граничной скорости по разделу Мохоровичича, повышение теплового потока и широкое развитие базальтового магматизма. Все эти критерии, как будет показано ниже, присущи и триасовым зонам фундамента Западно-Сибирской плиты.

Гравитационные и магнитные аномальные поля

В наблюденных гравитационном и магнитном аномальных полях, как было кратко отмечено в разделе 3.2 рифтовые зоны фундамента Западно-Сибирской плиты отражаются узкими линейными положительными аномалиями большой протяженности. В остаточном гравитационном поле, где исключено влияние рельефа поверхности Мохоровичича и мезозойско-кайнозойского чехла, эти зоны выделяются положительными аномалиями еще большей интенсивности. Полосовые зоны гравитационного и магнитного аномальных полей имеют высокую степень

корреляции в плане. Часто для них характерно общее местоположение отдельных аномалий. Все это свидетельствует о единых аномалеобразующих объектах. В пределах Западно-Сибирской плиты выделяется ряд положительных аномалий гравитационного и магнитного полей большой протяженности.

Колтогорско-Уренгойская зона положительных гравитационных и магнитных аномалий. Эта зона, протягивающая с юга на север на расстоянии более чем 1800 км, имеет в разных своих частях различную напряженность полей Δg и Δ Та. На юге в районе Омска она представлена аномальной полосой наибольшей напряженности максимумов этих полей, сопровождаемых отдельными локальными положительными аномалиями напряженностью в остаточном гравитационном поле 65-75·10^{-5}м/$с^2$ в окружающих районах 30-50^{-5} м/$с^2$, а в магнитном 0,32-0,4 А/м. Размеры локальных аномалий в среднем составляют 40х20 км. Далее, в районе среднего течения р. Оби и севернее, аномальная зона начинает проявляться значительно четче. Крупные, высокоинтенсивные (до 0,48-0,64 А/м) линейные магнитные аномалии и положительные остаточные аномалии (напряженностью до 80-100·10^{-5}м/$с^2$), продолжающие одна другую как бы сдвинуты относительно осевой линии к западу или востоку. Поэтому в целом полоса региональных максимумов аномалий здесь принимает более сложную форму.

Размеры аномалий в поперечнике в среднем оцениваются здесь в 40-50 км. Севернее Тарко-Сале Колтогорско-Уренгойская аномальная зона в магнитном поле просматривается слабее, но в гравитационном остаточном поле она выделяется четко положительной аномалией интенсивностью более 100·10^{-5}м/$с^2$. Далее на север, где по расчетам глубин залегания верхних кромок магнитоактивных масс и сейсмическим данным мощность чехла достигает значений в 8-10 км, интенсивность аномалий убывает. Это вполне естественно. Напря-

женность поля Δ Та в районах максимумов здесь достигает 0,16-0,32 А/м и лишь в отдельных случаях возрастает до 0,40-0,48 А/м. Севернее Гыданской губы аномальная зона представлена широкой (поперечные размеры 50-70 км) полосовой аномалией Δ Та с напряженностью поля до 0,56-0,88 А/м, продолжающейся в пределы Карского моря. В гравитационном остаточном поле зона представлена аномалией напряженностью в $140 \cdot 10^{-5}$ м/с^2.

Х у д д у т е й с к а я аномальная положительная зона распространяется от низовьев реки Пякупур на юго-восток Тазовского полуострова. Представлена она полосой относительных максимумов магнитного и гравитационного поля, имеющих простирание близкое к меридиональному (северное-северо-западное) длина которых более 300 км., а ширина 30-40 км. Региональные линейные максимумы осложнены рядом положительных аномалий интенсивностью в магнитном поле до 0,32-0,40 А/м, а в гравитационном остаточном до $90-100 \cdot 10^{-5}$ м/с^2.

Я м а л ь с к а я положительная аномальная зона Δg представляет собой относительный линейный максимум. Длина данной зоны более 300 км, а ширина 30-70 км. Зона пересекает полуостров Ямал в северо-западном направлении и уходит в акваторию Карского моря. В средней части широтным линей ным минимумом Δ Та данная зона разделяется на две крупные аномалии, осложненные локальными максимумами (до 0,32-0,48 А/м). В остаточном гравитационном поле выделяются положительные аномалии интенсивностью на юго-востоке до $100-110 \cdot 10^{-5}$ м/с^2; а на северо-западе до $65-70 \cdot 10^{-5}$ м/с^2.

Х у д о с е й с к а я аномальная положительная зона Δg и Δ Та от истоков рек Таз и Елогуй в меридиональном направлении протягивается до устья реки Енисей. Данная аномальная зона представлена полосой положительных аномалий общей длиной свыше 800 км и шириной 40-70 км. Аномальная зона осложнена большим числом

локальных положительных мномалий Δg и Δ Та со средней длиной 50 км и шириной 30 км. Напряженность магнитного поля в районах максимумов достигает 0,32-0,40 А/м на севере и 0,40-0,80 А/м на ее юге. В остаточном гравитационном поле интенсивность аномалий достигает $120 \cdot 10^{-5}$ м/с^2.

Аганская аномальная зона простирается от района г.Сургут в северо-восточном направлении более чем на 250 км. Зона состоит из двух крупных положительных аномалий Δ Та, ширина которых около 40 км, а напряженность поля в экстремальных точках 0,16-0,32 А/м. Интенсивность остаточных аномалий достигает $90 \cdot 10^{-5}$ м/с^2, на северо-востоке зона в гравитационном поле просматривается менее четко.

Усть-Тымская аномальная зона положительных аномалий северо-восточного простирания имеет общую длину около 200 км. Представлена она двумя положительными аномалиями Δ Та с максимальными значениями напряженности поля на юго-западе полосы в 0,28 А/м и на северо-востоке в 0,36 А/м. Ширина аномальной зоны изменяется в пределах 30-40 км. В остаточном гравитационном поле она выделяется полосой положительных аномалий интенсивностью до $70 \cdot 10^{-5}$ м/с^2.

Природа положительных аномалий,как показывают расчеты, связана с наличием призм плотных пород, пронизывающих земную кору.

На рисунках 16 и 17 приводятся модели земной коры,построенные с учетом плотностей блоков и влияния глубинных границ. Сведения о плотности блоков земной коры получены в результате комплексной интерпретации геофизических данных и материалов измерений плотности пород, вскрываемых под мезозойско-кайнозойским чехлом глубокими скважинами.

В расчетах были также учтены рельефы поверхности доюрского фундамента (подошва мезозойско-кайнозойского чехла) и подошвы

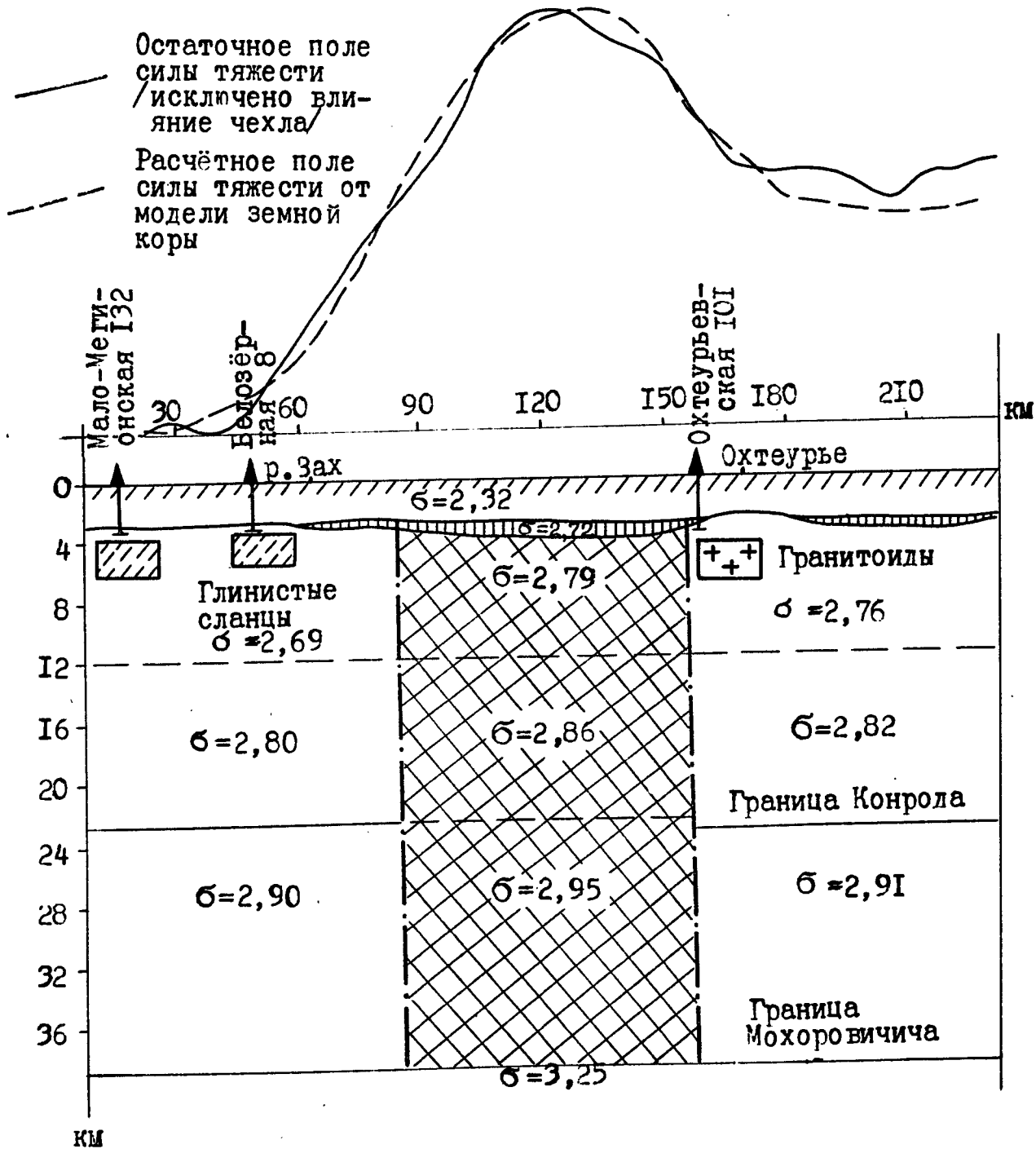


Рис.I6 ГЕОЛОГО-ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОЙ ГРАБЕН-РИФТОВОЙ ЗОНЫ В РАЙОНЕ СРЕДНЕГО ПРИОБЬЯ

Расчёты выполнены В.Н.Крамником.

Модель строения земной коры Колтогорско-Уренгойской зоны в районе Тазовской губы

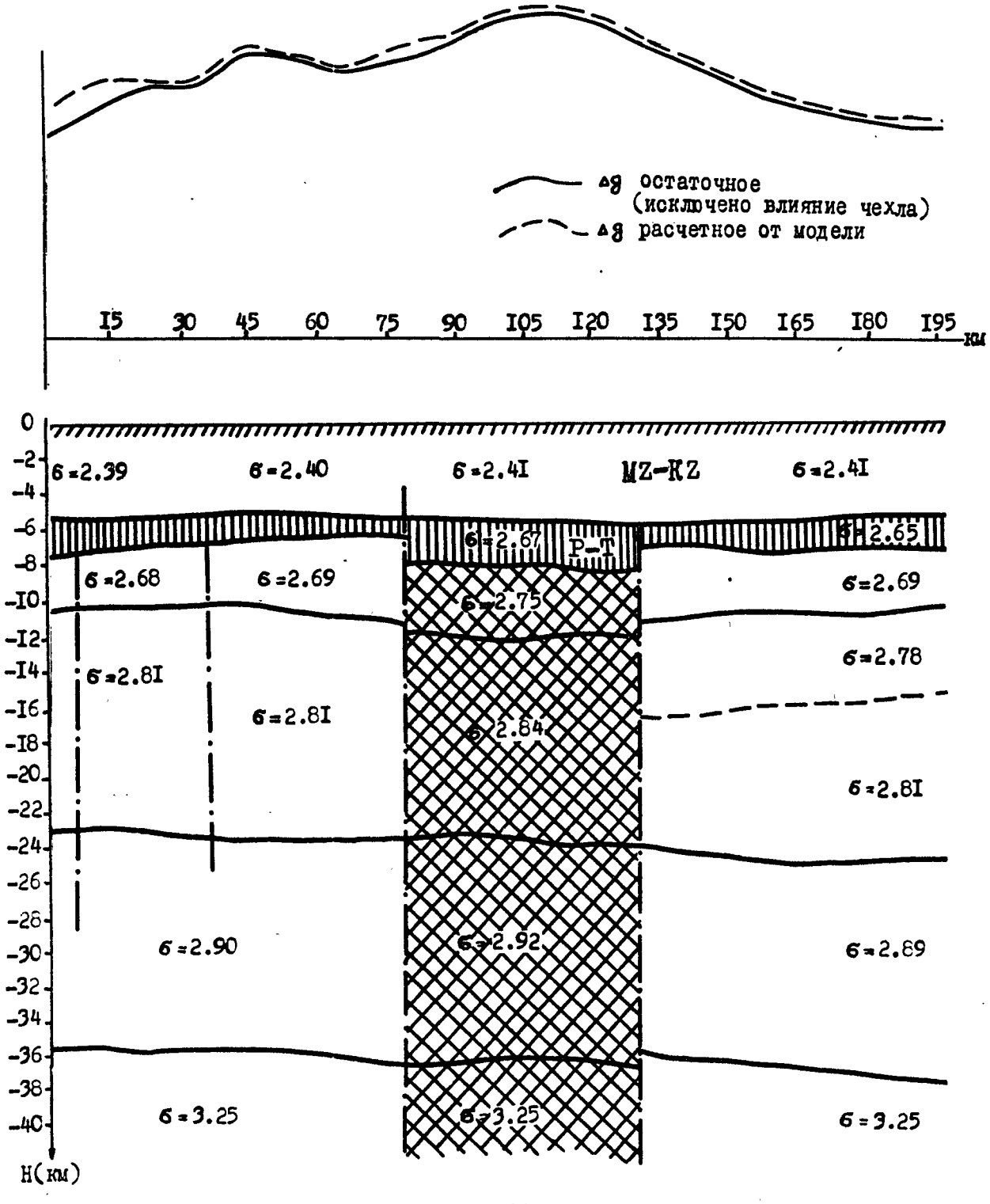


Рис.I7

земной коры по данным ГСЗ. Соответствие наблюденных аномалий силы тяжести и расчетных от моделей достигается при допущении наличия в земной коре расщелин, заполненных на всю мощность базальтовыми породами, обладающими большой плотностью и магнитной восприимчивостью. Аналогичное моделирование земной коры известно для Красноморского и Кенийского рифтов, палеорифта Осло и др. /I45,I48, I87,260/ /рис.I8,I9,20/. Как видно, картина плотностной вещественной неоднородности земной коры района Красного моря, Кенийского рифта палеорифта Осло и др., полностью аналогична рифтовым зонам Западно-Сибирской плиты.

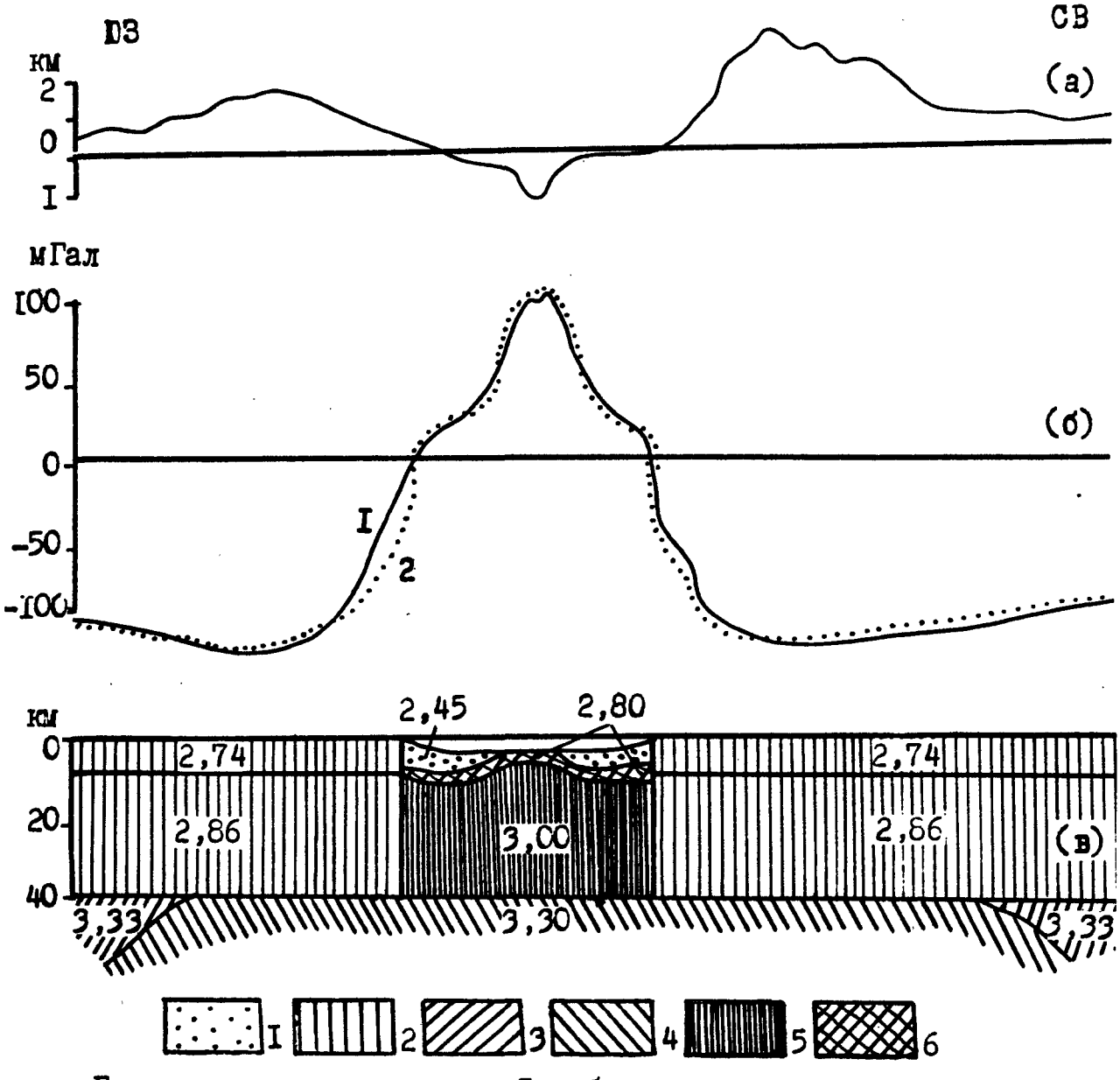
Характерным является выраженность в гравитационном наблюденном поле Североморского рифта /285, рис.2I/. Несмотря на большую мощность осадочных пород в грабенах Викинг и Центральный наблюденное поле силы тяжести над ними на 40^{10-5}м/с^2 выше, чем в целом в пределах акватории Северного моря.

Сейсмические данные

В пределах северной и центральной частей Западной Сибири проложены профили ГСЗ,пересекающие Колтогорско-Уренгойский и Худосейский аномальные зоны. Эти профили ставились с задачей выяснения крупных черт строения земной коры Западно-Сибирской плиты. Поэтому система наблюдений на этих профилях очень редкая. Однако, даже при такой региональной методике работ на разрезах по профилям Березово-Усть-Мая и Хантымансийск-Лена, наметились некоторые особенности строения земной коры, которые, по-видимому являются следствием существования вещественной неоднородности в пределах рифтовых зон, охватывающих всю кору.

По границе Ф (поверхность фундамента) в рифтовых зонах на всех профилях ГСЗ и профилях, выполненных методикой преломленных волн отмечаются глубокие прогибы, имеющие структуру грабенов. Для более глубоких зон земной коры аномальные изменения упругих свой-

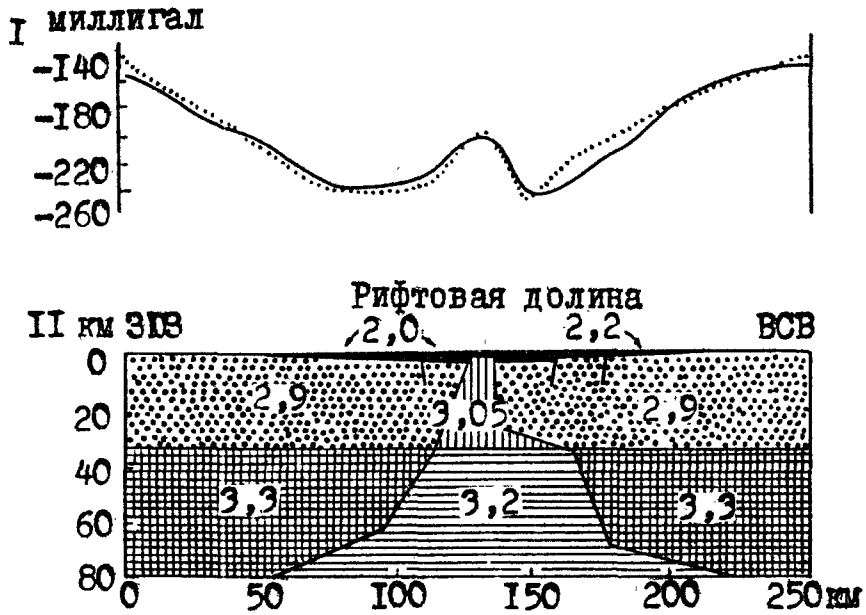
Плотностной разрез земной коры и верхней мантии южной части Красноморского рифта По Е.Г.Мирлину, Н.Ю.Бочаровой /148/



Гравитационные аномалии: I-наблюденные, 2-рассчитанные. Плотностной разрез: I-осадки, эвапориты; 2-кристаллический фундамент; 3-мантия; 4-разуплотненная мантия; 5-наименее плотностные массы аномальной мантии; 6-породы океанской коры.

Рис.18

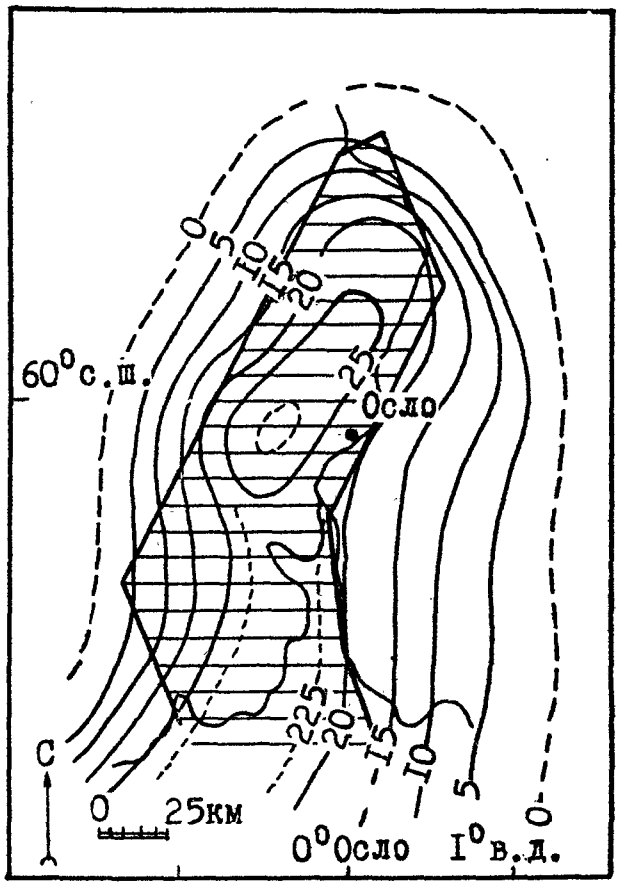
Профиль гравианомалий Буге (I) и модель коры (II) в центральной части Кенийской рифтовой зоны. По Е.Бейкеру и Ю.Воленбергу/170/.



I: сплошная линия - наблюденные аномалии Буге, точечная линия - аномалии Буге вычисленные исходя из модели коры, изображенной на профиле II.

Рис. 19

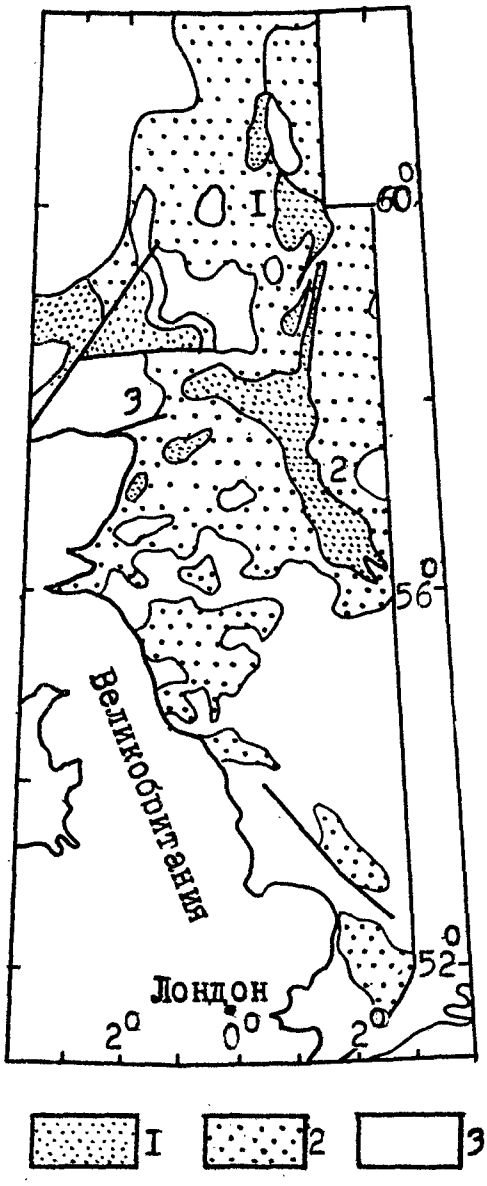
Карта остаточных гравитационных аномалий грабена Осло, полученная в результате вычитания влияния рельефа границы Мохоровичича и верхних структурных неоднородностей (по Рамбергу) /187/.



Сечение изолиний 5мгал.

Рис.20

Гравитационная карта Британского сектора Северного моря
(по Дж.А.Донато /285/)



Значения аномалий гравитационного поля в мГа
I. +20 - +40; 2. 0 - +20; 3. 0 - -40;
Цифры на карте: I- грабен Викинг; 2- грабен Центральный; 3- впадина Мори Ферт.

Рис.2I

ств проявляется на профилях ГСЗ в узком блоке, меридионального простирания, заключенном между Колтогорско-Уренгойской и Худосейской рифтовыми зонами.

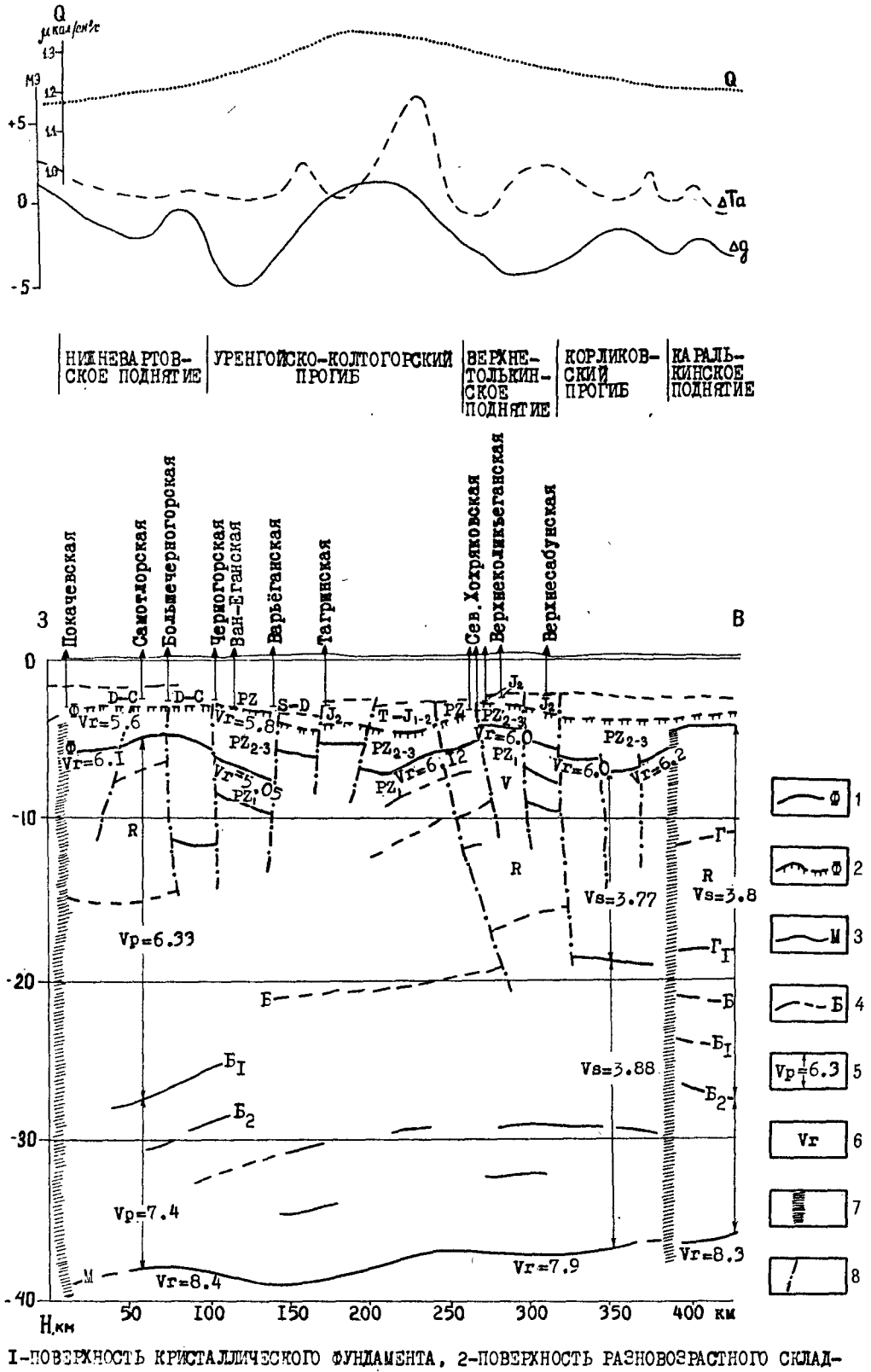
На профилях по поверхности мантии (раздел "М") в пределах рифтовой Колтогорско-Уренгойской зоны отмечается уменьшение граничных скоростей на 200-700 м/с (рис.22).

В области аномальных рифтовых зон и блока между ними в толще земной коры увеличивается количество прослеживаемых внутрикоровых границ, что свидетельствует о гомогенности объекта. При этом на разрезе по профилю Березово-Усть-Мая, пересекающего Колтогорско-Уренгуйскую аномальную зону в наиболее широкой ее части, средняя пластовая скорость в консолидированной коре увеличивается с 6,69 до 6,73 км/с. По профилю Ханты-Мансийск-Лена эта зона характеризуется некоторым снижением скорости, которое мы объясняем крайне неблагоприятным расположением профиля, прошедшего вдоль трансформного разлома, секущего аномальную зону. Естественно, это может быть источником искажения волнового поля и,следовательно, причиной снижения средней скорости. На всех профилях ГСЗ в центральной осевой зоне Западно-Сибирской плиты, где проходит Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт намечается уменьшение мощности земной коры на 2-3 км на фоне общего уменьшения ее в пределах всей плиты по сравнению с районами обрамления.

Межрифтовые зоны поднятий характеризуются увеличением мощности земной коры и базальтового слоя. Сейсмические работы по уже известным рифтам показывают, что в зоне раздвига средние скорости продольных волн в пределах коры увеличены относительно бортов рифтов, а в верхней мантии уменьшены.

Так, в Кенийском рифте скорость продольных волн по рифтовому комплексу составляет в верхних 10 км 6,4 км/с, от 10 до 20 км 6,7 км/с и от 20 до 30 км (нижняя кора) - 7,5 км/с. Скорость в

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ПРОФИЛЮ ХАНТЫ-МАНСИЙСК - р.ЛЕНА (ФРАГМЕНТ)
АВТОРЫ : ЧЕРНЫШЕВ Н.М. ,ЕГОРКИН А.В. ,ЯСОЛЕВИЧ Н.Н. ,КОВЫЛИН В.М. И ДР./262/
1981 г.



I-ПОВЕРХНОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА, 2-ПОВЕРХНОСТЬ РАЗНОВОЗРАСТНОГО СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА, 3-ПОВЕРХНОСТЬ МАНТИИ, 4-СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ И ИХ ИНДЕКСЫ, 5-СРЕДНИЕ ПЛАСТОВЫЕ СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН (КМ/СЕК) Vp-ПРОДОЛЬНЫХ, Vs -ПОПЕРЕЧНЫХ, 6-ГРАНИЧНЫЕ СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, 7-ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ, 8-КОРОВЫЕ РАЗЛОМЫ.

РИС 22

верхней мантии 7,8 км/с. Во вмещающих рифтовое тело породах скорость примерно на 0,I км/с выше, чем в пределах всего разреза /I55/.

Аналогичные данные имеются по палеорифту Рио-Гранде. По Р.Дж. Бридуэллу скоростной разрез земной коры характеризуется увеличением скорости по телу рифтового комплекса до 7,5 км/с по сравнению с 6,5 км/с в блоках бортов рифта. Верхняя мантия до глубины в I00 км имеет разуплотнение и скорость в ней на 0,I км/с ниже, чем в бортах рифта, где она составляет 7,9 км/с.

Подъем поверхности Мохоровичича в пределах современных и палеорифтовых зонах отмечается для всех детально изученных структур такого генезиса.

С.Мюллер /I55/, выполнивший разностороннее обобщение сейсмических материалов по рифтовым зонам континентов и океанов, приводит следующий синтезированный разрез земной коры рифтогенеза (рис.23), который отчетливо показывает характер применений в строении земной коры и верхней мантии в рифтовых зонах. Отчетливо виден подъем поверхности Мохоровичича и снижение граничной скорости по ней с 8,2 км/с до 8,0 км/с. Примером подъема поверхности мантии в рифтовых зонах является в частности строение этой границы раздела в палеорифте Осло (рис.24).

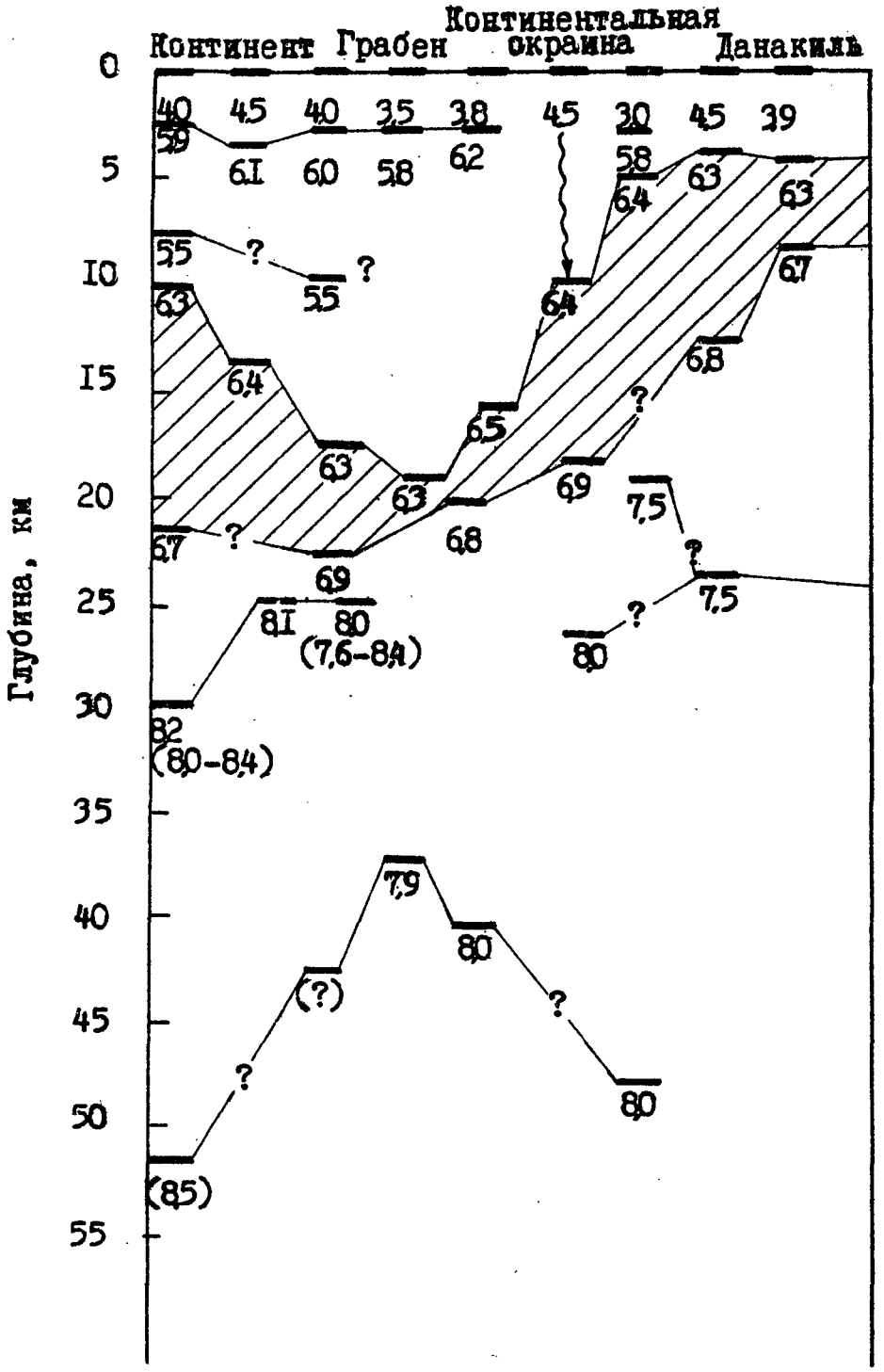
Тепловое поле

В сравнительных температурных полях триасовые рифтовые зоны Западно-Сибирской плиты находят также отражение, несмотря на ряд факторов, затушевывающих этот критерий.

Так, температурное поле платформенного чехла на глубине I км в пределах изученной южной части плиты над Колтогорско-Уренгойской рифтовой зоной на 3-4°С выше, в сравнении с общим фоном температурного поля окружающих геосинклинально-складчатых комплексов. Отмечается увеличение интенсивности современного теплового потока и над другими зонами примерно на 0,I мкал/см^{2} /235/.

Характерный разрез земной коры рифтовых зон

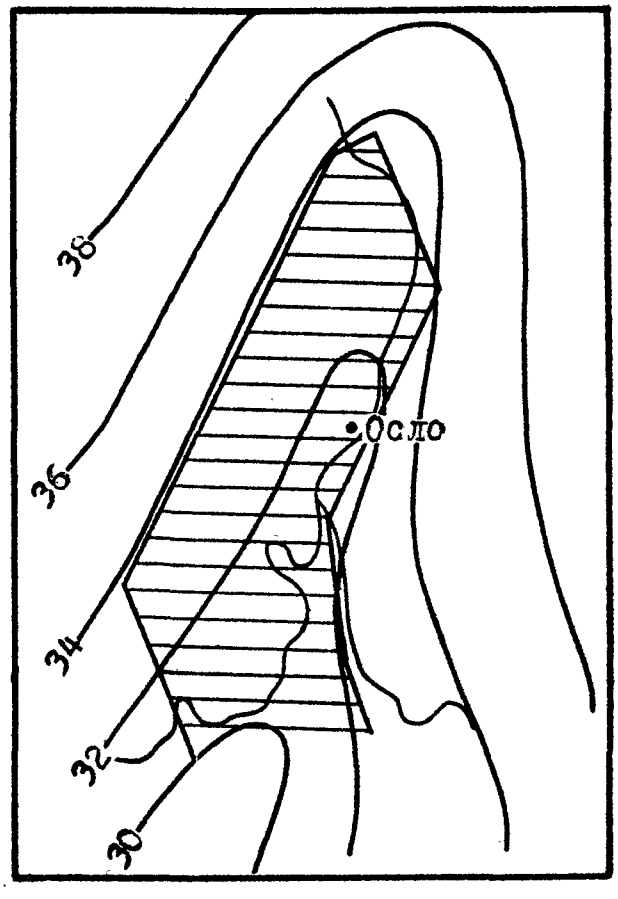
По Мюллеру /155/.



Числа – скорости продольных сейсмических волн в км/с. "Промежуточный" слой коры заштрихован.

Рис. 23

Глубина залегания кровли верхней мантии в районе рифта Осло /26I/.



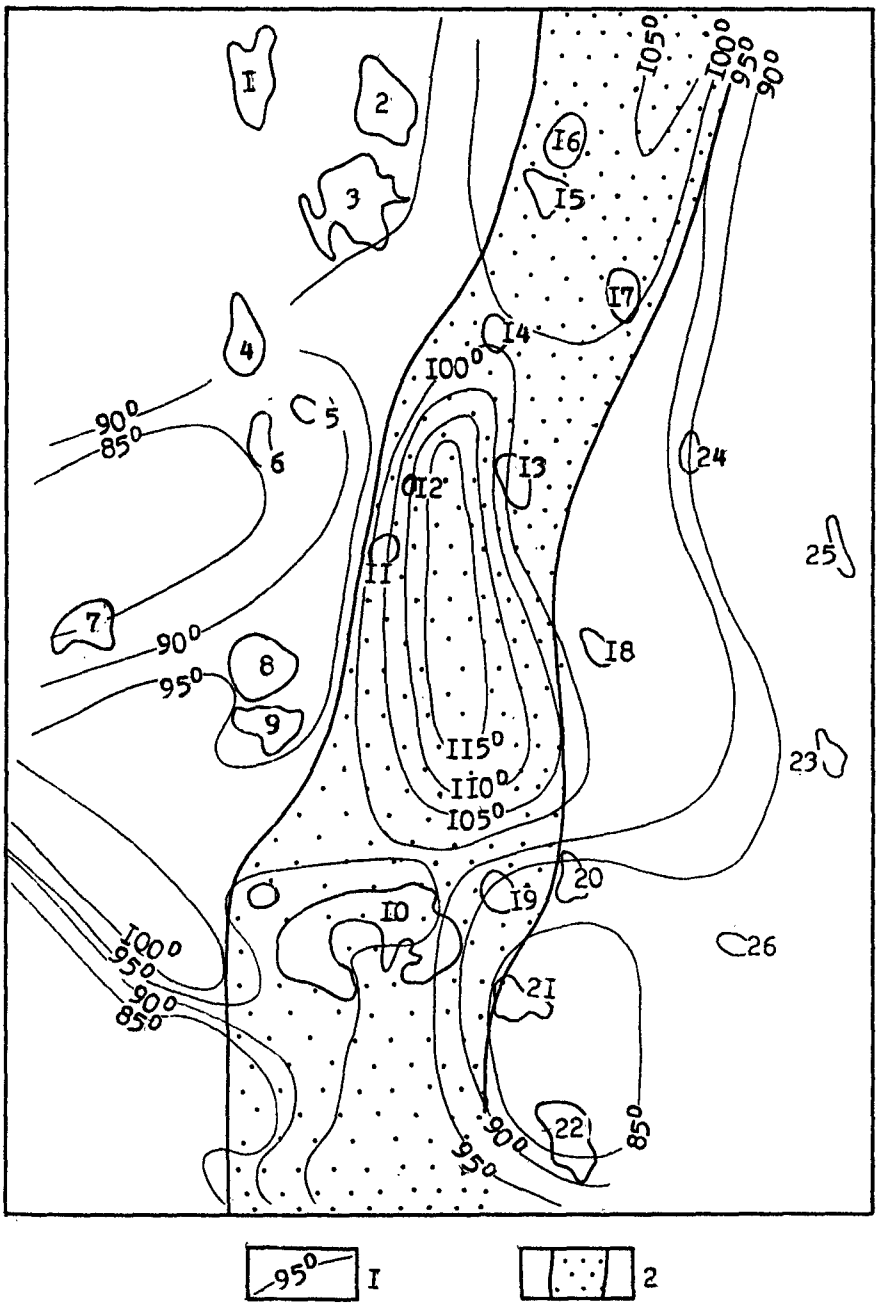
I - изолинии глубин залегания поверхности Мохоровичича

Рис.24

Рассмотрим материалы по замерам температур максимальным термометром в продуктивных горизонтах чехла вдоль Колтогорско-Уренгойской аномальной зоны, над которой в чехле образован мегажелоб. Данные определения температур представляют собой дискретные наблюдения и характеризуют термическое состояние в продуктивных или предположительно продуктивных горизонтах и в редких случаях температурный режим глинисто-алевролитовых и алевролитовых толщ (флюидоупоров). В связи с этим представление о геометрическом режиме формируется на основе наблюдений по породам с наибольшей теплопроводностью. Непрерывную температурную характеристику литологического разреза по вертикали получают при проведении исследований скважин методом ОГТ (определение геотермического градиента), но таких исследований выполнено недостаточно.

В пределах южной (Колтогорской) части Колтогорско-Уренгойского мегажелоба Н.М.Одинцовым (Западная КРЭ, ПГО "Томскнефтегазгеология") были обобщены материалы по замерам температур в пласте $Ю_I$ (рис.25). Из рисунка видно, что температурная аномалия от 100^0 до 115^0С расположена в осевой зоне мегажелоба (Ломовая, Черемшанская, Южно-Черемшанская, Чворовая и др.пл.). Далее на север повышенные пластовые температуры наблюдаются в Саймовской скв.I (рис. 34) и скв.I на Александровской площади. Ранее Ю.Г.Зиминым, А.Э. Конторовичем, Э.Э.Фотиади, Б.П.Ставицким /87/, а позднее А.Р.Курчиковым и Б.П.Ставицким /129/, показано, что Колтогорский желоб характеризуется как повышенными геотермическими градиентами в юрских и неокомских отложениях, так и повышенными значениями плотности теплового потока. Однако, наблюдаемые аномалии не всегда точно располагаются над центром желоба. Так, на профиле, пересекающем Колтогорский желоб с запада на восток от Верх-Колтогорской до Колтогорской площади температурная аномалия смещается на восток в район Колтогорских скважин. Сейсмические материалы и дан-

Распределение температур в пласте $Ю_I^0$ в пределах Колтогорского желоба (по Н.М. Одинцову)



I- линии изотерм пласта $Ю_I^0$; 2- Колтогорский желоб.

Структуры: I. Аэросейсмическая, 2. Оленья, 3-Катыльгинская, 4- Волковская, 5- Кельватская, 6- Шахматная, 7- Карандашевская, 8- Моисеевская, 9- Южно-Моисеевская, I0- Игльско-Таловая, II- Карайская, I2- Н.Васюганская, I3- Чворовая, I4- Ю.Черемшанская, I5- Черемшанская, I6- Ломовая, I7- Пионерская, I8- Фестивальная, I9- Черталинская, 20- Майская, 2I- Пешеходная, 22- Зимняя, 23- Квензерская, 24- Колотушная, 25- Южно-Мыльдинская, 26- Чагвинская.

Рис.25

ные бурения показывают, что восточный борт желоба нарушен системой разломов. Это, вероятно, и предопределяет увеличение пластовых температур в восточной части профиля. На глубине 3000 м на Квартовой площади пластовая температура равна 102-103°С, в Саймовской скв.1 - 108°С, в скв.1 и скв.2 на Колтогорской площади соответственно 113°С, 112°С с учетом геотермического градиента в юрских отложениях 4°С.

Аналогичная закономерность в поведении пластовых температур наблюдается в продуктивных отложениях неокома в пределах Уренгойского желоба. Более глубокие горизонты вскрыты единичными скважинами, поэтому судить о тепловом режиме юрских и триасовых толщ можно только путем экстраполяции или по косвенным данным, например, по катагенезу органического вещества или по степени эпигенеза осадочных толщ. Так, в нижней части неокома на Еты-Пурской площади пластовые температуры в продуктивных горизонтах составляют 86-89°С, на Южно-Таркосалинской (скв.150) - 97°С и на этой же глубине (3000 м) на Харампурской пл., но в юрских отложениях 89°С (рис.37). Севернее по профилю Зап.Таркосалинская Восточно-Таркосалинская-Усть-Часельская площади также на глубине 3000 м пластовые температуры изменяются соответственно 94°С; 100°С (около или более); и менее 80°С (в юрских отложениях) (рис.38). Далее на Хадырьяхинской площади в продуктивных горизонтах неокомских отложений наблюдается увеличение температур по мере приближения к центру желоба. Особенно заметно это по изменению температурного градиента. В скважинах на Уренгойской площади градиент температур на 100 м разреза равен 2,6°С, на Пырейной площади - 3°С, на Южно-Пырейной площади - 4°С, на Хадырьяхинской площади - 2,4°С (рис.39). На Новопортовской площади, которая расположена на юго-западном борту Ямальского желоба, по единичным скважинам с определенной экстрапаляцией значений гео-

термических градиентов также наблюдается повышение температур. В скважине 129,107 в интервале глубин 2500-2700 м наблюдается изменение температур 78-82°С. Градиент температур в тюменской свите равен 2°С. Если принять, что градиент по мере приближения к осевой зоне рифтовой долины будет увеличиваться и в районе скв.151 составит 3°С, на глубине 2700 м пластовая температура будет равна 95°С (в скв.151 на глубине 3437 м - 116°С).

Таким образом, имеющиеся материалы показывают, что геотермический режим и его зональность в нижних горизонтах плитного комплекса в немалой степени обусловлены существованием рифтовых зон в строении фундамента.

В геологической литературе имеется достаточно много указаний на повышенный тепловой поток над рифтовыми зонами. При этом чаще всего приводятся примеры Африканских рифтов и Красного моря, где тепловые аномалии очень значительны. Достаточно сказать, что на дне Красного моря в зоне рифта имеются термальные источники,воды которых нагреты до 90°С.

Повышение теплового потока над современными рифтовыми зонами обусловлено активными процессами рифтогенеза, в результате внедрения основных магм в зону раздвига плит. Принципиально иной генезис повышения теплового потока над палеорифтами, каковыми являются Западно-Сибирские. В них проводником тепла являются основные интрузивные породы, внедрившиеся в зону рифтового раздвига. Совершенно ясно, что теплопроводность столба основных кристаллических пород несколько выше, чем менее плотных кристаллических образований гранитно-метаморфического и верхней части базальтового слоев. Естественно также, что повышенная теплопроводность рифтового комплекса создает меньший тепловой поток, чем тот, который имел место в период внедрения этого комплекса и во многом зависит от современного температурного режима в мантии.

Однако, и над палеорифтами при раздвиге в верхней мантии могут возникать значительные тепловые аномалии. Примером тому является палеорифт Рио-Гранде, где современный измеренный тепловой поток значительно превышает региональный (рис.26) /38/.

Повышенный тепловой поток зафиксирован над грабеном Викинг в Северном море, развившимся над Североморской системой рифтов /282/. Значительная тепловая аномалия отмечается в пределах Байкальской рифтовой зоны /133,134/.

Морфоструктурные критерии

К морфоструктурным критериям рифтовых зон относится характер выражения их в рельефе поверхности доюрского фундамента ступенчатый характер разломов бортов, прямолинейность и большая протяженность структур.

В рельефе поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты триасовые рифтовые системы выражены глубокими грабенами. Геосинклинально-складчатый комплекс бортов грабенов приподнят относительно поверхности грабеновой ассоциации пород на 2-3 км. Еще большая амплитуда сброса отмечается до собственно рифтовой интрузивной ассоциации. Наиболее частой амплитудой являются 3-5 км. Сейсмические разрезы вкрест простирания рифтовых зон, более обстоятельно описанные в следующем разделе, показывают на ступенчатость бортов грабен-рифтов. Ширина ступеней измеряется первыми километрами, по-видимому, в значительной мере определяется соотношением простираний рифтовых зон с простиранием структурно-формационных зон складчатых систем, пересекаемых рифтами. В случаях близкого совпадения простираний рифтов и структурных зон ступенчатый характер строения бортов грабен-рифтов проявляется наиболее ярко, а в районах, где рифтовые зоны пересекают структурные зоны складчатых систем под прямым углом или близким к нему, ступенчатость бортов выражена слабее и ширина ступеней сокращена.

Гравитационная модель, модель теплового потока рифта Рио-Гранде(по Р.Дж. Бридэлл /38 /).

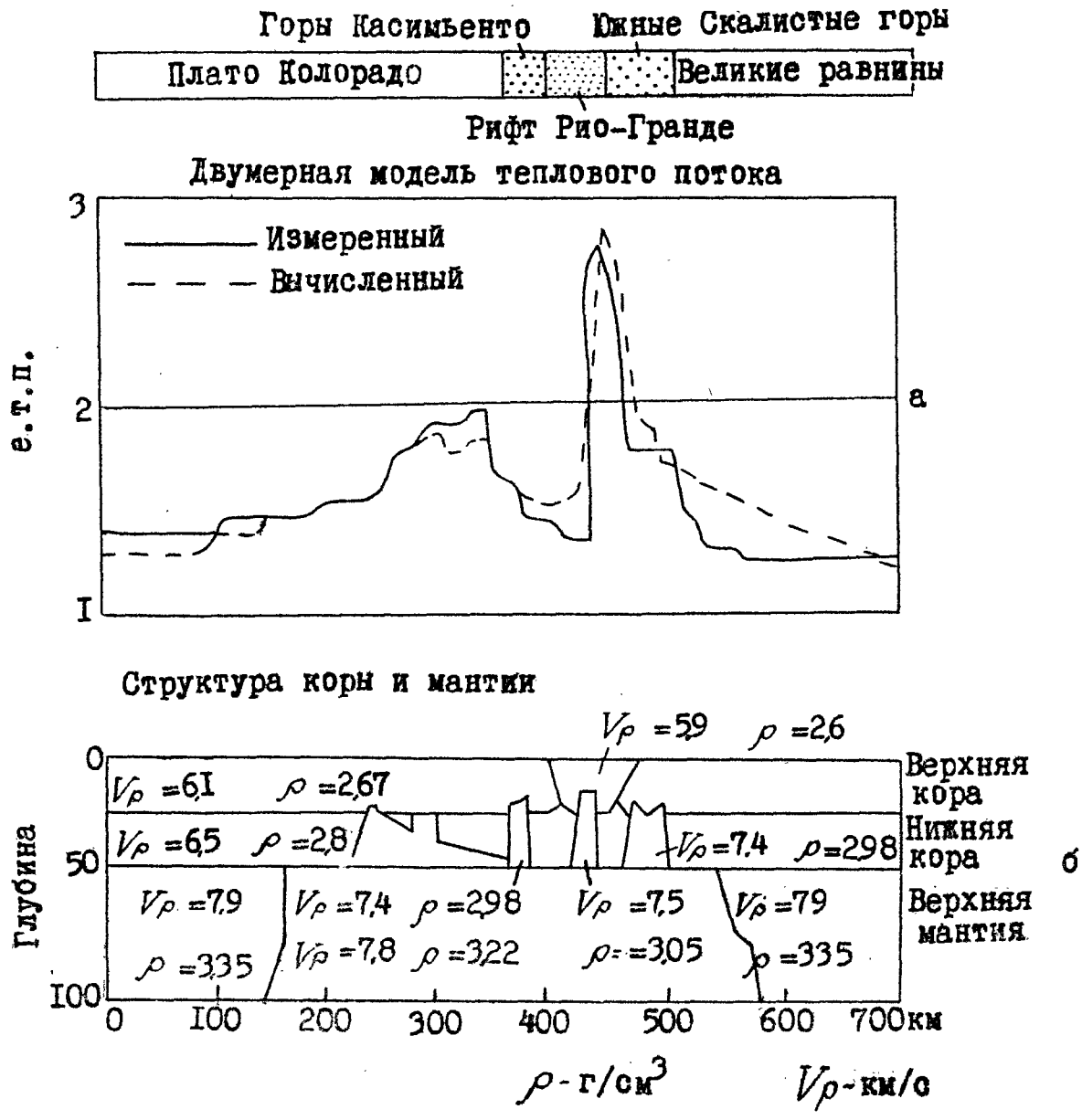


Рис. 26

Морфологическая выраженность структур поверхности фундамента в виде грабенов характерна для рифтовых зон всех размеров вплоть до узких оперяющих зон, которые в масштабе карты строения рифтовой системы (рис.27) не могут быть отражены.

Линейность триасовых рифтовых зон Западно-Сибирской плиты является одной из характерных черт структур рифтогенеза. Как видно на тектонической карте и на карте строения рифтовой системы Западно-Сибирской плиты (приложения 2,5) (рис.27) все рифтовые зоны имеют линейный характер.

Как известно, все рифтовые зоны как на континентах, так и в океанах характеризуются грабенообразной выраженностью в рельефе поверхности складчатых комплексов. Палеорифты континентов часто в связи с их структурной выраженностью именуют грабенами (Рейнский грабен, грабен Осло-Фиорда, грабен Рио-Гранде и др.) несмотря на то, что их рифтовая природа не оспаривается.

Системы грабен-рифтов континентов, как правило, характеризуются довольно разветвленной сетью этих структур и хотя каждая из них имеет в целом линейный характер, в целом наиболее выраженными линейными простираниями отличаются только рифтовые зоны срединно-океанических хребтов.

Геологические критерии

Основными геологическими критериями являются вещественный состав рифтового комплекса, закономерности строения его разреза, характерный состав изверженных пород и интенсивное развитие гидротермальных изменений пород.

Плотностное моделирование рифтовых зон Западно-Сибирской плиты, рассмотренное ранее, свидетельствует о существовании вещественной неоднородности строения рифтового комплекса. Как и рифтовый комплекс Африкано-Аравийских рифтов и других более подробно изученных структур данного класса, вещественный комплекс Западно-

Сибирских рифтов подразделяется на две ассоциации: собственно-рифтовую представленную интрузивными базитами и грабеновую представленную преимущественно вулканитами основного состава и подчиненно вулканогенно-осадочными образованиями.

Между ассоциациями, по-видимому, нет четко выраженной границы и рифтовая ассоциация постепенно сменяется грабеновой, а последняя без существенных изменений тектонического плана сменяется комплексом платформенного чехла. Интрузивная рифтовая ассоциация пока может быть охарактеризована только геофизически, тогда как грабеновая ассоциация изучена по единичным скважинам в пределах плиты и более полно по структурам прямо связанным с общим процессом рифтогенеза по нерасположенным непосредственно над рифтами. Это грабены и впадины Зауралья и среднего Казахстана, вулканиты триаса Кузнецкого прогиба и Норильского района Сибирской платформы. Наиболее изученной (хотя совершенно недостаточно) является грабеновая вещественная ассоциация южной части Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта стержневой рифтовой зоны Западно-Сибирской плиты.

На севере плиты даже грабеновая ассоциация погружена на глубины 8-II км и таким образом пока недосягаема для бурения. В последнее время в пределах южной части грабен-рифта был пробурен ряд скважин, вскрывших на ту или иную глубину триасовые образования, т.е. именно грабеновую ассоциацию. Скважины сосредоточены на четырех площадях Александровской, Иглской, Саймовской и Никольской. По данным бурения наиболее представителен в этом отношении разрез Саймовской и Никольской параметрических скважин. Первая прошла по грабеновой ассоциации 480 м и, естественно, не вышла из нее, вторая - I377 и так же не вышла. Наиболее характерным является разрез Саймовской скважины /74/.

Здесь грабеновая ассоциация представлена переслаивающимися

между собой лавами, лавобрекчиями, туфами и пластовыми интрузиями основного состава. Мощность отдельных лавовых покровов колеблется от 5 до 50 м изредка достигает 100 м. Потоки разделены тонкими пластами туфов мощность 3-35 м. Мощности пластовых интрузий варьируют от 30 до 100 м и с глубиной заметно возрастают.

Лавовые покровы слагаются диабазовыми, базальтовыми порфиритами, долеритами, брекчиями порфиритов. Порфириты характеризуются миндалекаменной текстурой. Они занимают до 35% объема породы. Форма миндалин различная. Чаще округлая, овальная и вытянуто-извилистая. Структура пород порфировая, редко равномернозернистая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и пироксеном реже оливином. Основная масса в различной степени раскристаллизована и содержит то или иное количество вулканического стекла. Туфы в основном средне- и мелкообломочные кристаллокластические, кристаллолитокластические пепловые. Пластовые интрузии характеризуются более крупно-равномернозернистой долеритовой или офитовой структурой плотной массивной текстурой. Представлены они долеритами, оливиновыми базальтами и др. Выше перечисленные породы описаны весьма схематично, потому что в них хорошо сохранились только первичные структура и текстура, в то время как минеральный состав изменился вплоть до полного замещения вторичными минералами. В пластовых интрузиях еще встречаются участки, где сохранился первичный минеральный состав. Так на глубинах 3681 м, 3719 м наблюдается свежего облика слабо зональный плагиоклаз № 75 (Ng'=1.573, Np' = 1.565), а в интервале 3801-3960 м заметно плеохроирующий титаноавгит буровато-фиолетового цвета. В основном же это уже интенсивно измененные породы с совершенно иным химическим и минеральным составом. Изменение первичных минералов выражено в следующем: прошли процессы замещения плагиоклаза в несколько этапов и разными путями. В эффузивах плагиоклаз чаще всего альбити-

зирован. Альбит развивается один или в ассоциации с хлоритом, кальцитом, сидеритом и образует обычно гомоосевую псевдоморфозу, испещрен чешуйками серицита или хлорита, тяготеющими к трещинкам спайности и краям кристаллов первичного плагиоклаза. Иногда плагиоклаз замещен смесью диккита и серицита или диккита и кварца. В долеритах, где пироксен сохранился в свежем состоянии,плагиоклаз замещен мелкозернистым агрегатом альбита, серицита, хлорита и кальцита. Оливин в основном переходит в карбонаты (анкерит, магнезит, кальцит) с обильной примесью гидроокислов железа. Изредка по нему развиты иддингсит или тальк. Остальные темноцветные минералы и основная масса эффузивов замещены хлоритом, карбонатами, диккитом, гидроокислами железа, лейкоксеном. Встречаются разновидности пород полностью замещенные кварцем. Кварц здесь образует псевдоморфозу по всем первичным минералам, исключая рудные и скапливается в тонких профилках совместно с вкрапленностью пирита. Рудные минералы (титаномагнетит, ильменит) замещены лейкоксеном. Нередко в основной массе эффузивов встречается апатит, который образует заметные скопления из очень тонких сильно вытянутых иголочек и шестоватых зерен. Вероятно, происходит частичная ассимиляция магмой вмещающих пород.

Миндалины выполнены карбонатами (анкеритом, кальцитом),хлоритом, диккитом, кварцем, цеолитами. Строение их концентрическое радиально-лучистое или равномернокристаллическое. Кроме того все разновидности пород содержат трещинки, пустотки, выполненные такими же минералами и к ним довольно часто приурочен пирит. На Александровской и Иглской площадях скважины вскрыли доюрские образования на незначительную глубину. Однако по имеющемуся весьма ограниченному материалу можно с уверенностью сказать, что и здесь рифтовый комплекс представлен идентичными породами. Здесь встречены миндалекаменные порфириты, пироксеновые и оливиновые

долериты, витрокластические туфы и др. разновидности пород базитовой формации. Кроме того на Иглской площади верхняя часть разреза представлена туффитами, состоящими из мелкозернистого кальцита со значительной примесью пеплового материала. Последний представлен осколками бурого и зеленоватого вулканического стекла изотопного и хлоритизированного, осколками кристаллов кварца и карбонатизированного плагиоклаза. Туффит содержит также большое количество извилистых, прерывистых прожилков, выполненных мелкочешуйчатым хлоритом и железистым карбонатом. Туфы витрокластической среднезернистой структуры состоят из угловатой и линзовидной формы обломков очень пузыристой лавы, кристаллов плагиоклаза,погруженных в мелкообломочный пепловый материал. Обломки лавы и плагиоклаза замещены смесью карбоната, хлорита и нередко содержат мелкие зернышки апатита. Цементом является смесь хлорита, лейкоксена, серицита с незначительным количеством кварца и гидроокислов железа. Как и породы из Саймовской скважины, здесь наблюдается значительная пиритизация пород.

Как видно из вышеизложенного, породы подверглись в зоне рифта значительным вторичным гидротермальным процессам, что привело к полному химическому и минеральному изменению. Эти процессы выражаются в циркуляции жидких и газово-жидких низкотемпературных гидротермальных растворов с растворенными в них газами CO_2, H_2S, Cl и др. Породы подверглись карбонатизации и альбитизации, окварцеванию, хлоритизации, диккитизации, серицитизации, отальковании и др. Это указывает на большую подвижность и частичный привнос Mg , Ca, Fe, Si, Al большим количеством термальных вод. Наиболее подвижные минеральные образования (карбонат, хлорит, кварц) скапливались в миндалинах, порах, прожилках. Менее подвижные, такие как альбит, диккит, серицит, тальк, лейкоксен, гидроокислы железа образовали псевдоморфозы по первичным минералам и вулкани-

ческому стеклу. Источником привноса химических элементов могли быть пары и газы, содержащиеся в базальтовой магме, что дополнительно приводило к обогащению ими гидротермальных растворов. О наличии большого количества летучих континентов в магме указывает широкоразвитая миндалекаменная текстура пород.

Никольская глубокая скважина, расположенная в южной части рифта, вскрыла породы, слагающие грабен-рифт на глубине 3140 м и углубилась в них на 1377 м. Здесь разрез представлен чередующимися пачками осадочных пород с базальтами и габбро-диабазами. Общее соотношение осадочных и изверженных пород во вскрытом разрезе примерно одинаково. Осадочные породы представлены терригенными и глинистыми разностями с обильным растительным детритом. Мощность осадочных пачек варьирует от 40 до 200 м. Среди базальтов преобладают миндалекаменные черные, иногда зеленоватобурые разности. Мощность базальтовых тел 5-10 м. Мощность пройденного скважиной габбро-диабазового тела составляет 240 м. Пирокластические аналоги базальтов имеют резко подчиненное распространение, что указывает на трещинный тип излияний. В Александровских скважинах I и 2 на глубинах соответственно 2635 и 2867 метров были вскрыты андезитовые и базальтовые порфириты. Породы несут следы гидротермальных изменений, выразившихся в альбитизации, иддингситизации, хлоритизации. В скважине 3 на этой площади в интервале 2807-2822 метра пройдены базальтовые порфириты и туфоалевролиты, где присутствует большое количество вторичного кварца, вероятно обязанного своим происхождением также гидротермальным процессам. Базальтовые породы вскрыты на небольшую глубину в Аганском грабен-рифте Сургутскими скважинами I и 2. Сургутская скважина I в интервале 3070-3087 вскрыла массивные миндалекаменные базальты. Миндалины выполнены кальцитом, сидеритом, кварцем и радиально лучистым халцедоном. Базальты без следов метаморфи-

ческих изменений. Такие базальты вскрыты и в Сургутской скважине 2 в интервале 3002-3018 м. Наибольшая проходка по базальтам была в скв. Быинской 2 в южной части Аганского рифта. Скважина прошла по базальтам и туфам 1200 метров так и выйдя из них. Скважина бурилась нефтяниками с целью выяснения природы субгоризонтального сейсмического горизонта, который как показало бурение,находится в толще базальтов. На Федоровской площади, расположенной в небольшой рифтовой зоне, ограничивающей Сургутское поднятие с северо-запада, скважиной 69 пройдено по базальтам и туфам 1300 метров.

Базальты вскрыты и рядом других скважин на Сургутском поднятии и в Югано-Покурской впадине. Породы базальтовой формации не несут следов дислокации и метаморфизма.

Базальтоидный магматизм как отмечено не ограничивался только рифтовыми зонами. Помимо грабен-рифтов ранне-среднетриасовые вулканиты основного состава широко развиты во всех крупных депрессиях геосинклинально-складчатого комплекса. Они присутствуют также в пределах всех обрамлений плиты, где всесторонне изучены петрографические.

Как следует из вышеизложенного первая половина триасового периода была эпохой существенной перестройки структуры земной коры, что привело к основному магматизму на огромной площади Западной и Средней Сибири. Несмотря на несомненно единую рифтогенную причину базальтоидного магматизма раннего-среднего триаса, тектоническая позиция вулканогенно-интрузивных тел и вулканогенно-осадочных серий была различной. В пределах герцинид Уральской складчатой системы и герцинид Центрально-Западносибирской и Салымской систем триасовые образования вне рифтовых зон составляют постгеосинклинальный комплекс, а на Сибирской платформе и байкалидах Енисейской системы триасовые образования составляют плит-

ный (платформенный) комплекс.

Базальтоидный магматизм характерен для всех известных рифтовых зон. На начальном этапе рифтогенеза в момент раскола земной коры происходит внедрение (подъем) базальтовых мантийных магм. Об этом свидетельствуют ксенолиты эклогитов, встреченных в базальтовых сериях Восточно-Африканских рифтовых зон /49,144,145/ и лерцолитов в базальтах Байкальского рифта /52/. Последующий этап развития процесса рифтогенеза характеризуется среднещелочным и тоилетовым базальтоидным магматизмом /276/.

Таким образом по рассмотренным критериям, являющимся характерными для рифтовых структур, триасовые палеорифтовые зоны Западно-Сибирской плиты имеют несомненно рифтогенную природу. Учитывая специфику структурной выраженности таких зон в виде грабенов с учетом генезиса их целесообразно называть грабен-рифтами. Время формирования грабен-рифтов устанавливается достаточно точно (триасовый период), так как они рассекают структурно-формационные зоны фундамента позднегерцинского возраста и перекрываются нижней-средней юрой платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.

3.8. Структура триасовой рифтовой системы

Рифтовая система фундамента Западно-Сибирской плиты состоит из грабен-рифтовых зон и межрифтовых блоков - поднятий. Формирование этих структур обусловлено процессом рифтогенеза. Раскол литосферы и частичный раздвиг привел к формированию рифтов, структурное выражение которых в верхней части земной коры в виде грабенов, а в результате раздвига и тангенциальных напряжений между рифтовыми зонами сформировались межрифтовые региональные поднятия.

К о л т о г о р с к о - У р е н г о й с к и й грабен-рифт является крупнейшей рифтовой структурой доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. Он простирается почти меридионально, от

г.Омска на юге, пересекает всю Западно-Сибирскую плиту, акваторию Карского моря и раскрывается в глубоководной котловине Нансена в Северном Ледовитом океане. Отражаясь наиболее ярко в потенциальных полях положительными аномалиями большой напряженности, эта структура была выявлена в процессе проведения региональных магнитометрических и гравиметрических работ еще в конце 50-х годов. В 1958 году И.В.Дербиковым эта аномальная зона была классифицирована как региональный глубинный разлом, который им был назван Омским. Долгое время считалось, что этот глубинный разлом разграничивает существенно разные по времени складчатости блоки земной коры. Некоторые исследователи придерживаются этой точки зрения и до настоящего времени. Нами в 1967 году в результате комплексного анализа геологических материалов было установлено, что структура, именуемая Омским глубинным разломом, является наиболее поздней в строении фундамента. Она сечет своей южной частью позднепалеозойские структурные зоны. Были выделены и другие рифтовые зоны, которые в целом составляют единую рифтовую систему /48,222, 224,236/ (рис.27).

Протяженность Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта в пределах плиты составляет более 1800 км, наибольшая ширина в 50-75 км отмечается в районе пос.Уренгоя. Несмотря на линейность рифтовой зоны при более детальном ее рассмотрении анализом данных высокоточных съемок ярко вырисовывается четковидность грабен-рифта, а также смещения отдельных обрезков его по поперечным трансформенным разломам. Намечается совершенно определенная закономерность в строении рифтовой зоны в зависимости от типа структурных зон палеозойских геосинклиналей, пересекаемых рифтом. Происходит резкое сужение грабен-рифта при пересечении им антиклинорных зон, и,наоборот, существенное расширение на отрезках пересечения межгорных прогибов и синклинориев. Резкое сужение отмечается в месте пере-

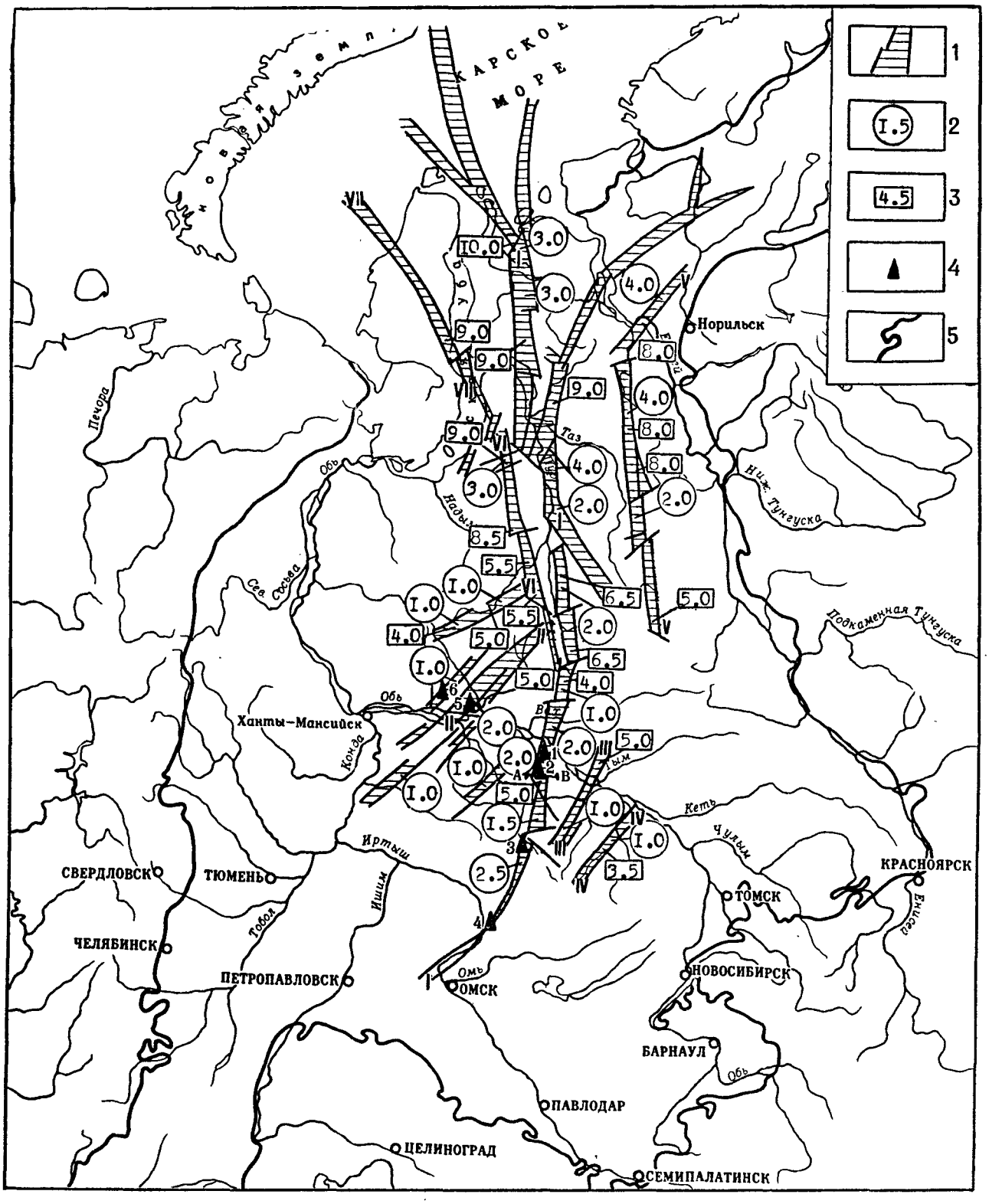


Рис.27 РИФТОВАЯ СИСТЕМА ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Составили: О.Г.Ларо, В.Н.Крамник, Л.В.Смирнов, В.С.Сурков

I-триасовые грабен-рифты, 2-мощность грабенового комплекса в км, 3-глубина залегания кровли рифтового комплекса в км, 4-скважины, вскрывшие грабеновый комплекс /I.Александровские I,2 и 3; 2.Саймовская I; 3.Иглские I и 2; 4.Никольская I; 5.Локосовская 3I; 6.Федоровская 69/, 5-контуры мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Грабен-рифты: I.Колтогорско-Урегойский, II.Аганский, III.Усть-Тымский, IУ.Чузикский, У.Худосейский, УI.Хулуттейский, УII.Ямальский.

сечения Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом Васюган-Пудинского, Назино-Сенькинского мегантиклинориев, но особенно яркое сужение отмечается при пересечении Пыль-Караминского мегантиклинория в районе Тарко-Сале. Здесь происходит интенсивный "пережим" рифтовой структуры и крупное Тарко-Салинское поднятие, являющееся вероятно фрагментом мегантиклинория, практически находится в осевой зоне грабен-рифта. Сложный коленообразный изгиб структура рифта приобретает в месте пересечения им Тазовского мегантиклинория. Эти нарушения сплошности грабен-рифта свидетельствуют о том, что раскол земной коры происходит с учетом локальных структурных особенностей строения верхней части коры по линиям наименьшего сопротивления расколу. В ряде мест рифтогенезом были использованы синклинорные зоны (например, Ларьякский межгорный прогиб), в других случаях - древние разломы. Таков отрезок грабен-рифта на севере плиты, где он по-видимому ассимилировал шовный разлом, разграничивающий Нядояхский карельский срединный массив и позднегерцинскую Центрально-Западносибирскую складчатую систему.

Расчеты глубин до верхних кромок магнитоактивных тел, которые отождествляются с верхней частью рифтовой ассоциации показывают резко дифференцированные глубины от 4 до 10 км.

Данные сейсморазведки методом ОГТ показывают, что в составе верхней части грабеновой ассоциации на севере плиты очевидно присутствуют и мощные нормально осадочные породы, вероятно, относящиеся к среднему-верхнему триасу. Присутствие среднего-верхнего триаса отмечается и в южной части Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, например, на Черталинской площади, но эти отложения имеют небольшую мощность (сотни метров) и неповсеместное развитие.

Худуттейский и Ямальский грабен-рифты, являясь продолжением один другого, представляют собой также ярко выраженную рифтогенную зону. Худуттейский

грабен-рифт, имея субмеридиональное простирание,протягивается параллельно Колтогорско-Уренгойскому грабен-рифту на 500 км располагаясь западнее последнего на 75-80 км. Грабен-рифт имеет небольшую ширину (30-50 км), а мощность грабеновой ассоциации не более (I,5-2 км).

Ямальский грабен-рифт является продолжением на северо-запад Худуттейского, но выражен в потенциальных аномальных полях значительно хуже. Это связано с большой мощностью перекрывающих его осадочных пород. В частности магнитные положительные аномалии приурочены только к его южной части, однако в рельефе поверхности конослидированной коры резкая структура желоба фиксируется сейсмическими данными не только на северо-западе, но и даже в Карском море (рис.28,29/.

В южной половине плиты имеется целая серия мелких грабен-рифтов. А г а н с к и й г р а б е н - р и ф т имеет сложное строение. Основная часть рифта длиной около 300 км протягивается от Сургута в северо-восточном направлении. Ширина рифтовой полосы около 50 км. Наибольшего своего развития грабен-рифт достигает в районе Юганo-Покурской внутренней впадины. В районе пересечения антиклинорных зон грабен-рифт выражен менее отчетливо, его ширина сокращается до I0 км. На юго-запад грабен-рифт прослеживается в виде серии отдельных разломов-раздвигов небольшой ширины (2-3 км),дотягиваясь до юго-восточной части Уват-Хантымансийского срединного массива, где вероятно представлен небольшим грабен-рифтом, выделяемым вдоль границы массива.

В рельефе поверхности фундамента грабен-рифт выражается четко только в северо-восточной части. В районе же Сургута базальты грабеновой ассоциации выполняют не только верхнюю часть грабен-рифта, но и почти сплошным чехлом перекрывают Сургутское межрифтовое поднятие, вследствие чего не отмечается ярко выраженной

ступени от Сургутского поднятия к Аганскому грабен-рифту, как в пределах грабен-рифта (Сургутские 5I,52, Обнинская 2, Покачевская I) так и вне его (Федоровская I3I, 8I) вскрыты миндалекаменные базальты, туфы с редкими осадочными терригенными прослоями. Мощность базальтовых покровов иногда достигает I000 и более метров (Обнинская пл.).

Усть-Тымский грабен-рифт расположен в Васюган-Обском междуречье, имеет северо-восточное простирание. Длина грабен-рифта более 250 км при ширине в среднем I0 км. Наиболее широкие части рифта приурочены к крупным депрессионным зонам фундамента: Усть-Тымской и Нюрольской палеозойским и мезозойским впадинам. Грабен-рифт выражается в рельефе поверхности фундамента полосой прогибов в бортовых частях часто осложненных разломами. Глубина прогибов составляет I00-200 метров. Относительно нечетное выражение грабен-рифта в рельефе обусловлено по-видимому тем, что он расположен в пределах развития двух крупных антиклинорных зон Центрально-Западносибирской складчатой системы: Васюган-Пудинского и Назино-Сенькинского. Зона Айгольского межгорного прогиба, разделяющая эти структурные зоны,имеет небольшую ширину и не могла создать благоприятные условия для расширения грабен-рифта. Скважин, расположенных непосредственно в зоне грабен-рифта нет, но на бортах его в Рогалевской I45 вскрыты основные эффузивы базальтового ряда.

На юго-западе Усть-Тымский грабен-рифт с некоторым смещением прослеживается узкой полосой до р.Тары, где,вероятно, затухает и выражен одним разломом. Чузикский и ряд других более мелких, грабен-рифтов расположенных в Среднем Приобье, имеют однотипное отражение в потенциальных полях и рельефе поверхности консолидированной коры. Простирание этой группы структур северо-восточное, перпендикулярное геосинклинально-складчатым структурам па-

лерозойских геосинклиналей.

Худосейский грабен-рифт расположен несколько особняком в системе рифтов Западной Сибири. Его отнесение к категории рифтовых структур пока базируется практически только на анализе потенциальных полей. Сейсмические работы по изучению доюрских образований в этом районе плиты практически отсутствуют. Они имеются только на северо-востоке, где известно, что интенсивные положительные гравимагнитные аномалии, дискордантные складчатым структурам байкалид Енисейской системы, соответствуют глубокому прогибу в рельефе поверхности фундамента.

Весьма вероятно, что в основании Енисей-Хатангского мезозойского прогиба также имеется рифтовая структура, но по региональным гравимагнитным полям наметить более конкретно местоположение такого рифта не представляется возможным по причинам очень большой мощности мезозойско-кайнозойских отложений и широкому развитию ореального триасового базальтоидного магматизма, дающему серии аномалей.

Триасовая Западно-Сибирская рифтовая система является составной частью мезозойско-кайнозойской Арктико-Североатлантической рифтовой мегасистемы. Развитие мегасистемы, вероятно, началось еще в пермском периоде, когда в северном полушарии образовались многочисленные обширные осадочные бассейны на всех континентах. Последующее прогрессивное развитие процессов преобразования литосферы и нижней части мантии в начале триаса привело к образованию в пределах северного сегмента Земли большого числа континентальных рифтовых систем. В мегасистеме выделяются триасовые рифтовые системы на северо-западе Европы, в пределах Северного и Норвежского морей, Северной Америке и Западной Сибири (рис.28,29). Наиболее разветвленной сетью рифтовых зон, помимо Западно-Сибирской, характеризу-

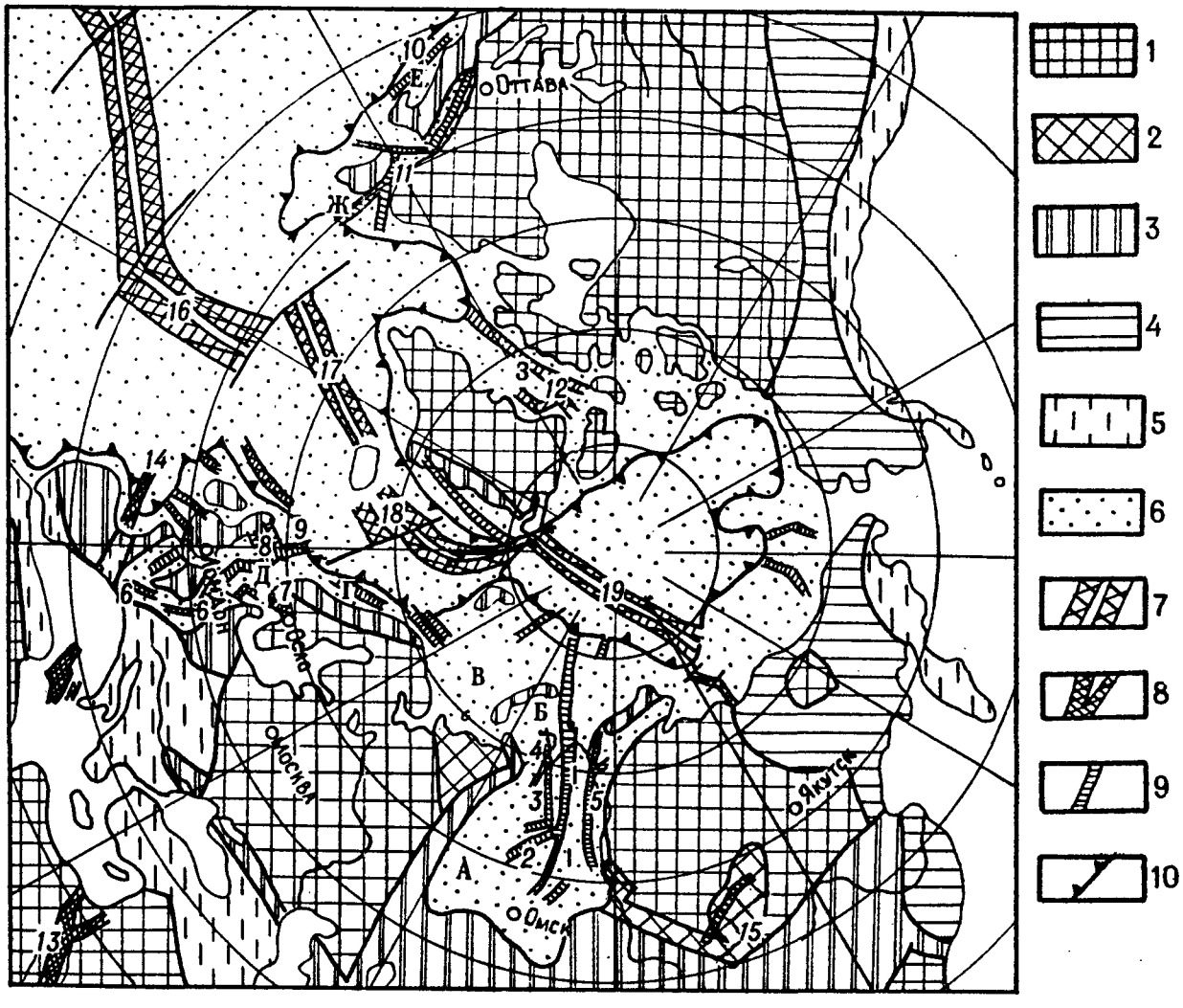


Рис.28. Схема структуры Арктико-Северо-Атлантической рифтовой мегасистемы

Области складчатости: I-докарельской и карельской; 2-байкальской (рифейской); 3-палеозойской, 4-мезозойской, 5-кайнозойской, 6-мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны (А-Западно-Сибирский, Б-Карский, В-Баренцевоморский, Г-Норвежский, Д-Североморский, Е-Хаттерас, Ж-Ньюфаундленский; З-Баффиноморский); 7-Срединноокеанические хребты; 8-современные рифты; 9-палеорифты; I0-тектонический уступ континентального склона.

Рифты: I-Колтогорско-Уренгойский, 2-Аганский, 3-Худуттейский, 4-Ямальский, 5-Худосейский, 6-Роно-Рейнский, 7-Осло, 8-Центральный, 9-Викинг, I0-Флоридский, II-Св.Лаврентия, I2-пролива Девиса и моря Баффина, I3-Красноморский, I4-Бискайский, I5-Байкальский.

Срединноокеанические хребты: I6-Иронделия, I7-Рейкьянес, I8-Мона, I9-Гаккеля.

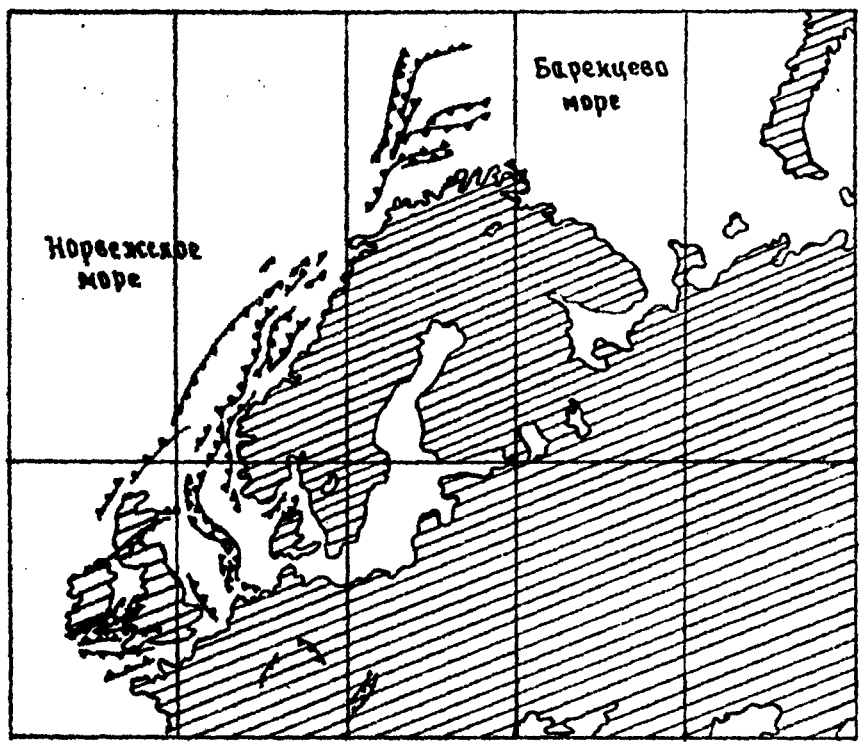


Рис. 29 Триас-юрские рифтовые зоны окраинных морей Западной Европы
(По И.Б.Рамбергу, Э.-Р.Нейману)

ется Западно-Европейская и бассейнов Северного и Норвежского морей. Вполне возможно, что в это же время зародилась аналогичная рифтовая система и на месте современного срединного океанического хребта Северной Атлантики и Арктического бассейна , которая в кайнозойскую эру преобразовалась в систему океанического типа, тогда как периферийные континентальные рифтовые системы прекратили свое существование так и не дойдя до стадии спрединга. Над большинством континентальных рифтовых систем уже с позднего триаса начали формироваться осадочные бассейны. Крупнейшими из них являются Карско-Западносибирский и Североморский.

О былом присутствии мезозойских отложений на Новой Земле свидетельствуют крупные валуны из юрских и меловых песчано-глинистых пород /2II/. Денудация этих отложений, вероятно, произошла в кайнозое.

Формированние ранне-среднетриасовой рифтовой системы Западно-Сибирской плиты привело к существенной раздробленности земной коры на блоки разных размеров. Возникла целая серия блоков, ограниченных рифтами (межрифтовые поднятия).

Рифтовые зоны на протяжении мезозоя и кайнозоя имели тенденцию к погружению, тогда как межрифтовые поднятия имели тенденцию к относительному подъему. Такая дифференциация движений способствовала значительному гипсометрическому расчленению поверхности палеозойских складчатых областей. В строении земной коры по данным ГСЗ межрифтовые поднятия отражаются увеличением мощности базальтового слоя и коры в целом. Увязывая эти данные с изостатической уравновешенностью блоков земной коры, становится объяснимой закономерность, заключающаяся в том, что чем уже межрифтовый блок тем более рельефным является его поднятие, и, наоборот, широкие межрифтовые поднятия, т.е. поднятия между далеко отстающими друг

от друга рифтами имеют менее выраженный характер. На рисунке 27 показано, что в пределах рифтовой системы Западно-Сибирской плиты наиболее ярко выраженными межрифтовыми поднятиями являются Уренгойское, Сургутское, Нижневартовское, Каймысовское, Васюган-Пудинское. Есть основания полагать, что крупнейшим межрифтовым поднятием будет Северо-Ямальское.

Межрифтовые поднятия расчленялись также унаследованными движениями геосинклинально-складчатых структурно-формационных зон их слагающих, особенно в пределах крупных межрифтовых поднятий. В некоторых случаях межрифтовые поднятия представлены моноструктурой антиклинория (например, Уренгойское межрифтовое поднятие).

Большую роль в расчленении межрифтовых поднятий играют разломы, связанные с процессом рифтогенеза, но не развившиеся в грабен-рифты. Наиболее многочисленны они в пределах межрифтовых поднятий южной половины плиты. В горизонтах чехла и в первую очередь горизонта $П^а$ над разломами отмечаются прогибы. Таким образом, этот класс разломов рифтовой природы отражается в рельефе так же прогибами, как и типичные грабен-рифты.

Сочетание грабен-рифтовых зон и межрифтовых поднятий явилось чрезвычайно важным фактором, способствующим формированию уникальных залежей нефти и газа в слоях платформенного чехла.

3.9. Строение глубинных слоев земной коры

Строение земной коры Западно-Сибирской плиты рассмотрено в ряде обобщающих работ /I9,3I,58,I84/и большом количестве работ, затрагивающих частные вопросы. Однако, в целом глубинное строение земной коры этого региона, несмотря на большие объемы специальных геофизических работ изучено слабо. В южной и центральной частях плиты работы выполнены по методике ГСЗ точечными зондированиями с использованием волн разных типов. Наряду с информацией о внут-

реннем строении земной коры, здесь получены и разносторонние данные о скоростной характеристике разреза, что позволило более определенно выделить внутрикоровые границы /184,214/.

На севере плиты исследования выполнены также методом ГСЗ, но регистрация волн проводилась из удаленных пунктов взрыва, а также от землетрясений. На сейсмических разрезах в земной коре здесь фиксируется много границ, природа многих из которых пока остается невыясненной.

В земной коре следится непрерывно на всех разрезах только два преломляющих горизонта: верхний, который соответствует поверхности доюрского фундамента и характеризуется широким диапазоном скоростей от 4,9 до 6,4 км/сек и нижний, являющийся подошвой земной коры, с граничной скоростью 7,9-8,3 км/сек.

В средней части разреза земной коры спородически прослеживается еще один горизонт с V_{I}=7 км/сек. Эта граница на одних участках залегает на глубине в 15-17 км, на других 25-30 км. Можно предполагать, что этот горизонт,вероятно, является границей раздела гранитно-метаморфического и базальтового слоев, т.е. поверхностью "Конрада". По данным ГСЗ граница, которая может быть отождествлена с кровлей базальтового слоя достаточно уверенно прослежена только по профилю вдоль р.Оби от Ханты-Мансийска до г.Колпашево /123/. В северных районах плиты на профилях ГСЗ/262/. Участками также отмечается граница со скоростью продольных волн в 7,1 км/с, но непрерывного прослеживания здесь пока не получено. Имеющиеся данные, а также расчеты, выполненные В.Н.Крамником по остаточным аномалиям силы тяжести показывают, что в общем региональном плане мощность земной коры и мощности гранитно-метаморфического и базальтового слоев уменьшаются к центральной осевой зоне плиты примерно пропорционально увеличению мощности мезозойско-кайнозойского чехла.

Под Уралом, Алтае-Саянской областью, Центральным Казахстаном скорости продольных волн на границе Мохоровичича изменяются в пределах 8,0-8,4 км/с, а мощность земной коры колеблется от 45 км до 5I км (рис.30).

Мощность земной коры в пределах Западно-Сибирской плиты примерно на I0 км меньше, чем мощность коры ее горно-складчатых обрамлений. Граничные скорости на этой поверхности Мохоровичича в пределах плиты также меньше на 0,2-0,3 км/сек, скоростей на поверхности в пределах обрамления плиты. Эти данные не оставляют сомнения в том, что сокращение мощности земной коры под Западно-Сибирской плитой произошло в мезозое и кайнозое в результате изменения физико-химических свойств пород нижней части базальтового слоя и причленения его по геофизическим свойствам к верхней мантии.

Под современными горными сооружениями обрамления плиты наоборот, в этот период мощность земной коры увеличилась в результате изменения физико-химических свойств пород верхней части верхней мантии, приведших к уменьшению ее плотности и причленению ее по физическим свойствам к базальтовому слою. В южных районах плиты поверхность отождествляется с разделом гранитно-метаморфического и базальтового слоев, на общем фоне погружения к центру плиты образует ряд поднятий и прогибов амплитудой порядка 4 км. Значительное поднятие кровли базальтового слоя отмечается в районах триасовых грабен-рифтов. Здесь эта граница залегает на глубинах I7-I8 км. Однако, необходимо иметь ввиду, что в зонах грабен-рифтов расчеты глубин до магнитовозмущающих объектов,которые вероятно, составляют кровлю рифтового комплекса, дают цифры 7-I0 км.

Таким образом надо полагать, что здесь во многих участках практически вообще отсутствует гранитно-метаморфический слой об

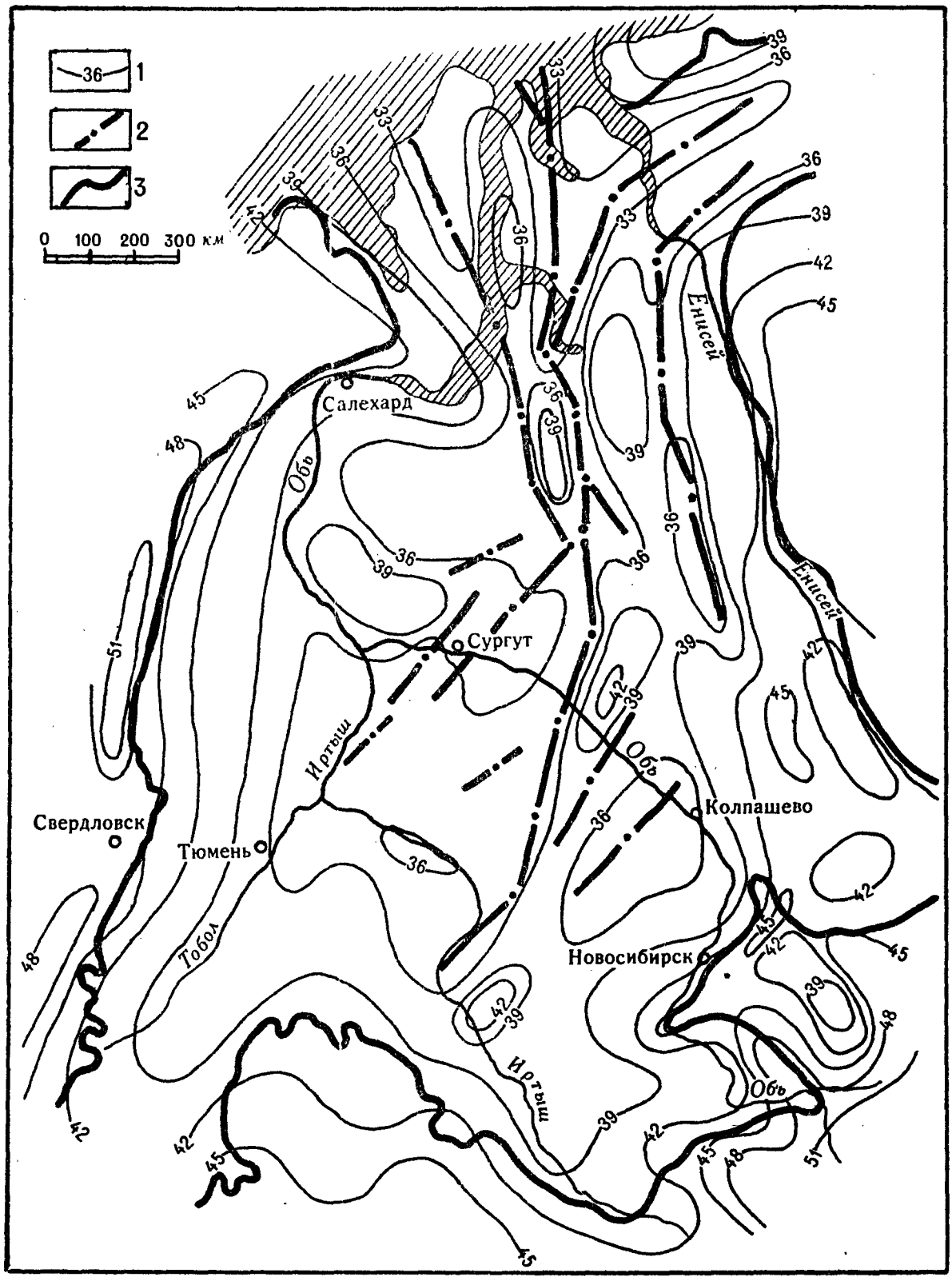


Рис.30 Схематическая карта мощности земной коры Западно-Сибирской плиты

Составили: О.Г.Жеро, В.Н.Крамник, В.С.Сурков

1-изолинии равных мощностей земной коры в км, 2-зоны триасовых грабен-рифтов, 3- граница распространения мезозойско-кайнозойских отложений чехла плиты.

этом же свидетельствуют и плотностные расчеты, приводимые на рис. I6. В структуре поверхности Мохоровичича на отдельных участках также отмечается ундуляция с амплитудой до 5 км, осложняющих общий фон поднятия к центру плиты.

Такого типа реликты,по-видимому,свидетельствуют о процессах, которые являлись причиной тектонических движений, предшествующих платформенному этапу, т.е. геосинклинальному орогенному этапам развития и рифтогенеза. Эти процессы протекали в среднем-позднем палеозое или раннем мезозое.

С постгеосинклинальными этапами связано формирование структурно-формационных зон типа унаследованно-наложенных или наложенных впадин, горстовых поднятий. Их образование, несомненно, обусловлено было также изменением физико-химических свойств пород на границе кора-верхняя мантия. Этим, в частности, объясняется этот факт, что мощность земной коры сокращена на 3-4 км в пределах всех палеозойских впадин, выделенных в фундаменте (Касская, Тегульдетская, Колпашево-Нарымская).

Наиболее резко сокращена (до 33 км) мощность земной коры на севере плиты и в Усть-Енисейской впадине.

Новые данные о строении земной коры,полученные в последнее время на севере Западно-Сибирской плиты /262/, дает очень интересный материал для интерпретации палеоповерхностей.

На разрезах ГСЗ в этой части плиты, как уже отмечалось,прослеживается целый ряд сейсмических границ /рис.3I/.

Самая глубокая и наиболее четкая граница следится в интервале 35-45 км авторами сейсмических работ, она отождествляется с поверхностью Мохоровичича. Однако, если учесть большую мощность осадочного платформенного чехла (до 6-8 км) и, следовательно интенсивность прогибания северной части плиты в конце палеозоя,мезозое и кайнозое, а также учитывая опыт работ более детальной ме-

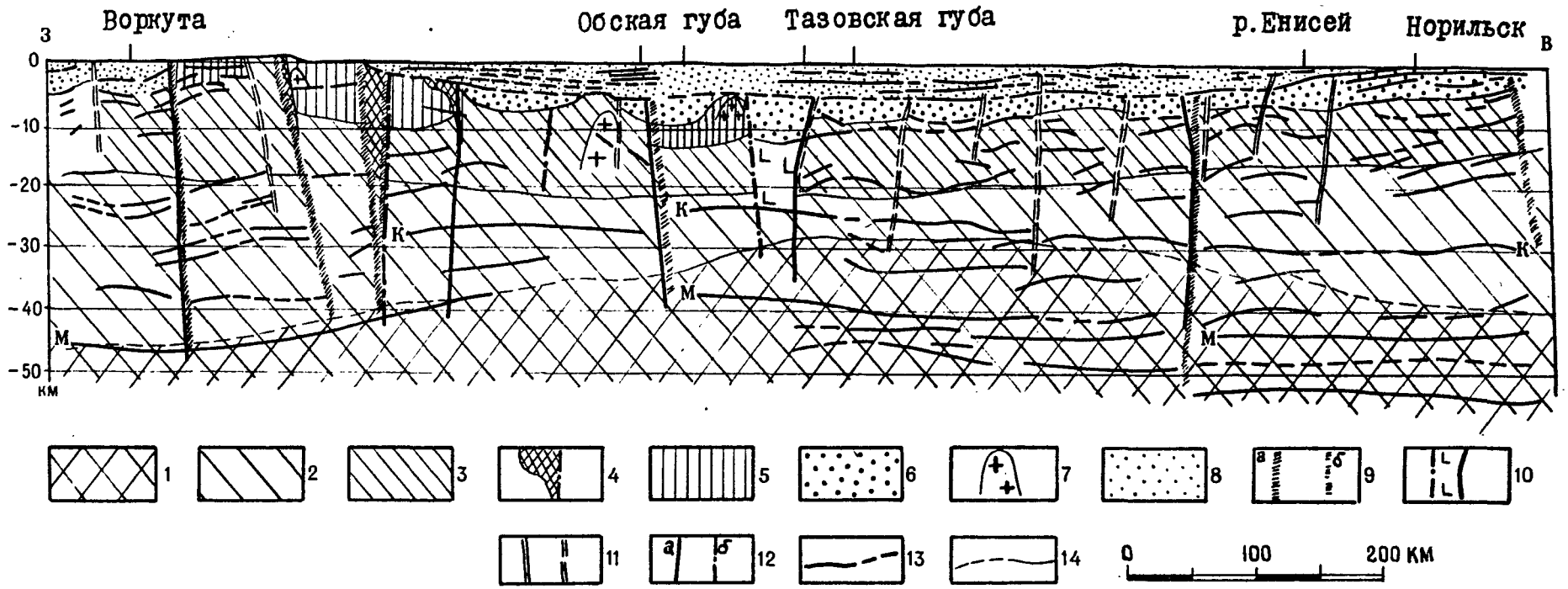


Рис. 31 ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ ГСЗ ВОРКУТА-НОРИЛЬСК

Составили: О.Г.Жеро, В.Н.Крамник, В.С.Сурков

/сейсмические границы по Н.М.Чернышеву и др.,/262/

I-верхняя мантия, 2-базальтовый слой, 3-протерозойские и более древние метаморфические комплексы, 4-основные и ультраосновные интрузии, 5-палеозойские складчатые комплексы, 6-эпигеосинклинальные отложения, 7-гранитоиды, 8-плитный комплекс, 9-глубинные разломы по сейсмическим данным/а-уверенные, б-предпологаемые/, I0-рифтовый комплекс, II-глубинные разломы по волновой характеристике разреза/а-уверенные, б-предполагаемые/, I2-глубинные разломы по комплексной интерпретации/а-краевые швы, б-структурно-формационные/, I3-сейсмические границы, I4-границы раздела земной коры расчётные.

тодикой ГСЗ на юге плиты, то эта граница, вероятно, отражает на современную поверхность Мохоровичича. Глубина залегания современной поверхности Мохоровичича, по расчетам опирающимся на принцип изостазии, не должна здесь превышать 30-35 км. Приблизительно такие глубины на этих профилях имеет вторая граница. По-видимому, нижняя граница скорее всего отвечает границе палео-Мохо, т.е. она является реликтом подошвы коры этого региона конца палеозойского времени. Наличие границ подобного типа все чаще отмечается в литературе по другим регионам /64,138,215 и др./. В данном случае процесс погружения центральной части Западно-Сибирской плиты,вызванный очень интенсивными и, относительно кратковременными преобразованиями в нижней части коры и верхней мантии не подошвы создал условия формирования современной земной коры по акустическим свойствам более четкой, чем той, которая была перед началом образования плитного комплекса.

В строении земной коры Западно-Сибирской плиты, как видно из схемы, намечается еще одна характерная особенность. Увеличенной мощностью современной земной коры характеризуются зоны наиболее древнего возраста складчатости. При равной мощности платформенных отложений в юго-восточной части плиты зоны с салирским и байкальским возрастом фундамента мощность коры в среднем на 5 км больше, чем в центральной части плиты, где фундамент герцинского возраста.

Таким образом, в региональном плане четко констатируется наложенность раздела Мохоровичича и практическое отсутствие взаимосвязи его с домезозойскими структурами. Возможно, что при резком повышении детальности наблюдений и разрешающей способности методики ГСЗ некоторые взаимосвязи поведения границы Мохо и структурных зон фундамента могут быть обнаружены, но они не будут определяющими.

ГЛАВА 4

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА И ЕГО СВЯЗЬ СО СТРУКТУРАМИ ФУНДАМЕНТА

Мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты является основным объектом интенсивных нефтепоисковых работ. Накоплен и продолжает поступать колоссальный объем информации о деталях его строения на месторождениях. Усилиями огромных коллективов производственных организаций, научно-исследовательских и академических институтов Западная Сибирь стала главной базой нефтегазодобывающей промышленности СССР.

В данной главе автор ограничился анализом только региональной структуры чехла и ее связью со строением фундамента, а также рассмотрением вопроса отражения в строении чехла рифтогенных структур фундамента, что имеет значение для общей оценки перспективности нижних горизонтов чехла на нефть и газ.

4.I. Тектоническое районирование чехла

Высокая степень корреляции территории аномального уменьшения мощности земной коры Западной Сибири с площадью и мощностью мезозойско-кайнозойских отложений, присутствие разветвленной сети триасовых рифтов, свидетельствуют о том, что именно те процессы преобразования химико-минералогических ассоциаций тектоносферы, которые привели к перестройке земной коры и рифтогенезу, явились одновременно и причиной возникновения этого гигантского Карско-Западно-Сибирского седиментационного бассейна. В соответствии с характером глубинного строения этого сегмента земной коры приобретает вполне определенные черты надпорядковые структуры мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, геологическое тело которого представляет собой плитный комплекс.

Крупнейшими элементами плитного комплекса Западно-Сибирской

плиты являются его Внешний пояс и Внутренняя область /103,188, 266,267/, соответствующие бортам и основной части мезозойско-кайнозойского седиментационного бассейна (приложение 6).

Внутренняя область соответствует территории наименьшей мощности коры (36-39 км), где развиты триасовые рифты, а Внешний пояс - переходной зоне с градиентом увеличения мощности коры с 39 до 45 км.

Граница между Внешним поясом и Внутренней областью носит условный характер. В пределах Внешнего пояса происходит значительное сокращение мощности нижних горизонтов чехла и выклинивание нижне-юрских отложений при сокращении мощности верхних горизонтов, вплоть до их выклинивания у горно-складчатого обрамления плиты.

Внешний пояс плиты в разных районах характеризуется разной шириной и градиентом моноклинального погружения в направлении Внутренней области плиты.

Внутренняя область плиты характеризуется стабильным стратиграфическим объемом, хотя мощности изменяются, причем иногда очень значительно.

Элементами Внутренней области плиты, нашедшими четкое отражение в характере изменения мощности отложений чехла являются Южный и Северный районы. Мощность отложений чехла в интервале между горизонтами $П^а$ и Ш в Северном районе достигает 1500-2000 м, тогда как в пределах Южного района она составляет 600-1400 м (рис.32). Северный район соответствует наиболее тонкой коре (36-33 км). Здесь наблюдается и наибольшая контрастность изменений мощности чехла, достигающих 1000 и более метров. В пределах Южного района при соответственном уменьшении мощности чехла резко снижается и контрастность изменений его мощности. Очень важным обстоятельством является то, что в пределах обеих зон положите-

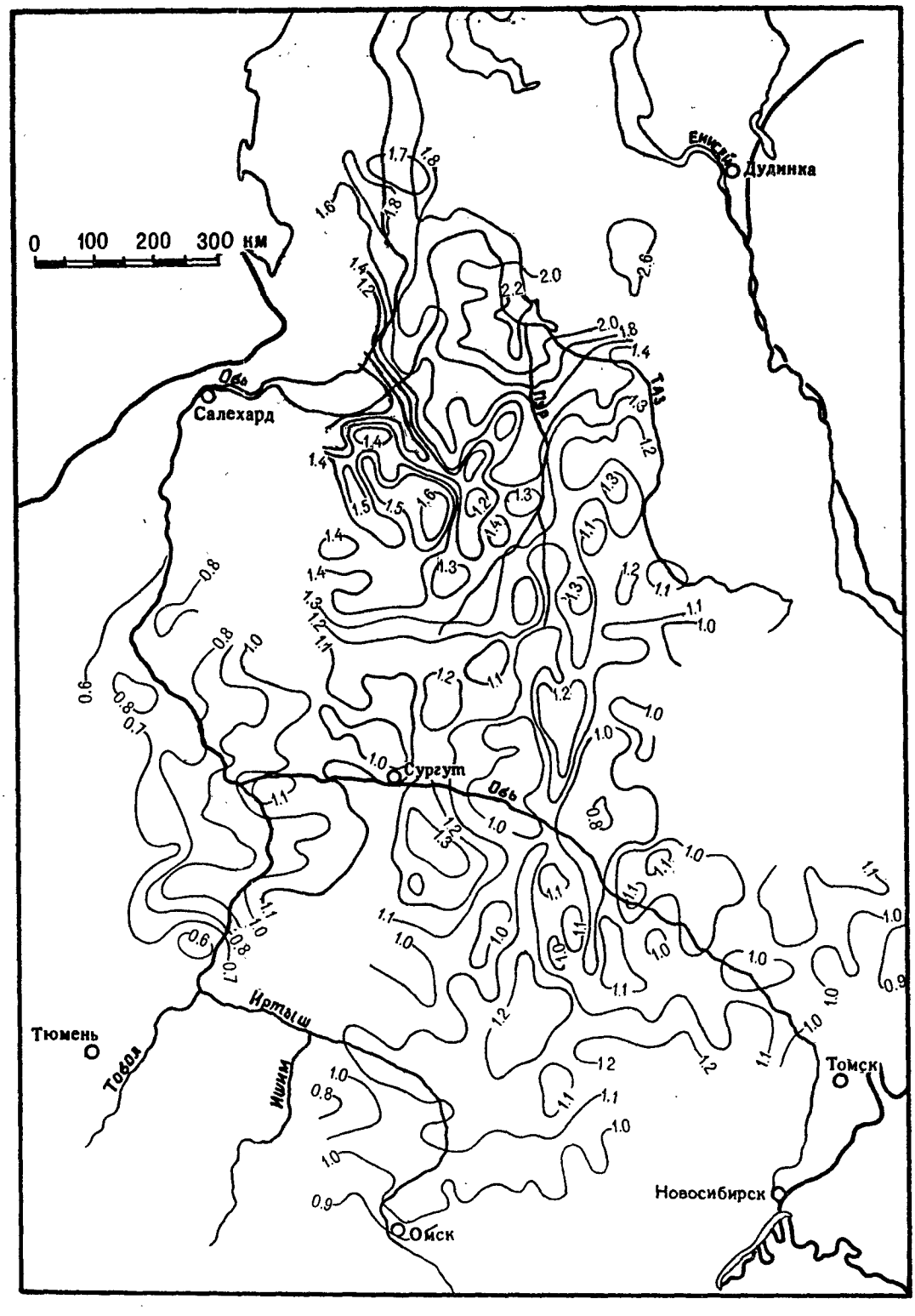


Рис.32 КАРТА ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ГОРИЗОНТАМИ IIа /"Б"/ и III /"М"/ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Составили: Е.В.Еханин, В.П.Жаднова

льные линейные элементы чехла, соответствующие мегантиклинорным структурам фундамента, характеризуются закономерным уменьшением мощности верхнеюрско-нижнемеловых отложений, по сравнению с отрицательными элементами, имеющими повышенную их мощность. Этот факт свидетельствует о единстве структурных зон фундамента на севере и юге плиты, а, следовательно, и о единстве его возраста на большей части этих районов.

Как отмечалось ранее структурообразование в чехле обусловлено унаследованными движениями геосинклинально-складчатых, блоковых и рифтовых структурно-формационных зон фундамента. На начальном этапе (юрский период) формирования чехла унаследованные движения были наиболее интенсивны, но количественно по площади преобладали структуры, наследующие геосинклинально-складчатые зоны фундамента. В связи с этим в структурном плане юрских отложений (например по сейсмическому горизонту II^a подошва баженовской свиты верхней юры) доминируют северо-западные простирания структур, а меридиональные и северо-восточные, обусловленные рифтовыми зонами, имеют характер узких наложенных зон, тогда как уже по меловым отложениям (например, по подошве покурской свиты - сейсмический горизонт Ш) наиболее ярко выраженными являются структуры желобов унаследующие триасовые рифты фундамента, а северо-западные простирания в силу затухания постгеосинклинальных движений зон фундамента, слабо выражены. Меньшая четкость в очертаниях структур покурского горизонта обусловлена также и большой мощностью отложений чехла, разделяющих эти два маркирующих горизонта. Крупные блоки, расположенные в межрифтовых пространствах, по меловым отложениям начинают вырисовываться как единые структуры. На основе теоретических положений о генезисе структур чехла плит молодых платформ, изложенных в главе 2, автором совместно с В.С. Сурковым и Л.В.Смирновым была сделана попытка морфо-генетическо-

го тектонического районирования, чехла Западно-Сибирской плиты (приложение 6). Структурной основой карты явились: тектоническая карта чехла под редакцией И.И.Нестерова (1975 г.), обзорная карта Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции под редакцией И.И.Нестерова (1979 г.), а также региональные структурные карты по отражающим сейсмическим горизонтам $П^{а}$("Б") и Ш("М") /206/.

Выделяется группа структур чехла, конседиментационный рост которых продолжался под действием постумных движений зон фундамента до неогенового периода. Такое соотношение наблюдается над самыми молодыми складчатыми системами фундамента - позднегерцинскими, над раннегерцинскими структурами фундамента унаследованное конседиментационное структурообразование в чехле продолжалось только до конца мелового периода.

Над складчатыми системами каледонского возраста в чехле выделяются конседиментационные линейные структуры (антиклинали и синклинали), обусловленные унаследованными движениями геосинклинальных и орогенных зон фундамента, а также изометричные структуры, в формировании которых главную роль играли движения постгеосинклинальных структурных зон фундамента. Здесь унаследованное конседиментационное структурообразование в чехле завершилось в целом в раннем мелу.

В районах, где фундамент имеет еще более древний возраст складчатости (салаирский и байкальский) и, следовательно, разрыв по времени между завершением геосинклинального этапа развития и началом формирования чехла превышает 200-250 млн.лет основным структурообразующим для чехла фактором явились только движения блоковых структур постгеосинклинального этапа развития. Унаследованное структурообразование в чехле здесь обусловлено возрастом блоковых структур. Среди этой категории структур наиболее развиты изометричные и лишь только на северо-востоке плиты широ-

ко развиты линейные зоны поднятий (валы).

В центральной части плиты в платформенном чехле сформированы линейные структуры: мегажелоба и желоба, унаследующие грабен-рифтовые структуры фундамента. Формирование этих резко выраженных линейных структур происходило с разной интенсивностью на протяжении всего мезозоя и кайнозоя, по-видимому, оно не завершилось и в настоящее время, о чем свидетельствует ряд геоморфологических данных.

На карте выделяется зона Мансийской синеклизы /158/ в целом отвечающая крупному блоку фундамента Уват-Хантымансийско-Ямальскому срединному массиву (его южной и центральной наиболее широким частям), в течение мезозоя, имеющему тенденцию к относительному прогибанию, в результате чего мощность осадочного платформенного чехла в его пределах увеличена.

В самостоятельную группу выделены структуры чехла, сформированные движениями блоков фундамента в пределах мегасинклиналей, и синклиналей, как правило, эти структуры чехла не конседиментационные, время их формирования различно, но чаще всего наибольший прирост амплитуд происходил в поздней юре - раннем мелу.

Таковы общие положения легенды тектонической карты платформенного чехла.

Моноклинальные погружения горноскладчатых сооружений обрамления плиты, формирующие в целом Внешний пояс плиты именуются моноклизами. Соответственно выделяются: Приуральская, Приказахстанская, Приалтаесаянская, Приенисейская и Притаймырская моноклизы. С точки зрения взаимосвязи структур чехла и фундамента Внешний пояс характеризуется кроме сокращения разреза отсутствием или крайней нечеткостью проявления унаследования структур фундамента. Как правило, здесь положительные структуры незамкнутые, открывающиеся в сторону горно-складчатого обрамления.

Во Внутренней области плиты выделяются крупные мегазоны, чехла, сформированные унаследованными движениями геосинклинальных и орогенных структур фундамента.

Выделяются Северо-Ямальская, Восточно-Уральская, Тазовская, Пыль-Караминская, Сургутско-Пурпейская, Верхне-Демьянская, Старо-Солдатско-Михайловская мегантиклинали. Они разделены отрицательными мегаструктурами - мегасинклиналями. Мегаструктуры в свою очередь осложнены структурами первого порядка: антиклиналями и синклиналями. По простиранию положительные структуры первого порядка (антиклинали), образующие мегаструктуры сопрягаются седловинами.

Антиклинали осложнены поднятиями второго и третьего порядков. Последние имеют более сложные соотношения со структурами фундамента. Чаще всего их формирование связано с постумными восходящими движениями гранитоидных тел и блоковых структур в пределах приосевых зон антиклинориев. Реже присутствуют структуры, соответствующие внутренним единичным складкам палеозойского фундамента. Положительные структуры второго и третьего порядков, связанные с постумными блоковыми движениями фундамента формировали структуры чехла линейной формы соответствующие общему простиранию структур высшего порядка.

Структуры чехла, сформированные блоковыми движениями фундамента развиты на западе плиты и в юго-восточной ее части, т.е. в пределах срединного Уват-Хантымансийско-Ямальского массива и салаирид Алтае-Саянской складчатой области. Здесь основными структурами чехла являются своды и впадины. Своды, как было отмечено ранее, унаследуют в какой-то мере фрагменты блоков, имеющих антиклинорную природу, а впадины чехла располагаются над унаследованно-наложенными палеозойскими впадинами фундамента. Своды в пределах Мансийской синеклизы характеризуются конседиментационностью

своего формирования, т.к. в их основании существенную роль играют гранитизированные в конце палеозоя ядра байкальских антиклинорных зон. Своды в пределах юго-восточной части плиты сформированы движениями гетерогенных блоков фундамента, в связи с чем они имеют более резкие градиенты крыльев и слабовыраженную конседиментационность своего развития.

На северо-востоке плиты структуры чехла сформированы исключительно блоковыми движениями фундамента. Причем, простирание блоков не имело никакой связи с простиранием бывших складчатых структур. Блоки сформировали очень контрастные большой амплитуды мегавалы, движения которых, по-видимому, продолжались до неогена. Таковы зоны Мессояхско-Усть-Портовского и Танамско-Рассохинского мегавалов. К Центральной осевой части плиты приурочена группа унаследованных конседиментационных отрицательных линейных структур: мегажелобов и желобов сформированных нисходящими движениями грабен-рифтов, фундамента. Крупной структурой такого типа является Колтогорско-Уренгойский мегажелоб. С ним сопрягаются более мелкие желоба Усть-Тымский, Чузикский, Худуттейский и другие.

Территории, расположенные между желобами представляют собой своеобразные положительные надпорядковые сводовые мегаструктуры, характерной чертой которых является конседиментационное относительное поднятие на протяжении всего мезозоя и частично кайнозоя. В пределах центральной части плиты выделяются следующие своды, расположенные между желобами и мегажелобами Александрово-Васюганский, Сенькино-Пудинский, Нижневартовский и Сургутский. Региональные поднятия-своды имеют общее простирание, соответствующее простиранию ограничивающих их желобов. Простирание же осложняющих эти поднятия-своды антиклиналей и синклиналей северо-западное, соответствующее простиранию формирующих их структурных зон

своего формирования, т.к. в их основании существенную роль играют гранитизированные в конце палеозоя ядра байкальских антиклинорных зон. Своды в пределах юго-восточной части плиты сформированы движениями гетерогенных блоков фундамента, в связи с чем они имеют более резкие градиенты крыльев и слабовыраженную конседиментационность своего развития.

На северо-востоке плиты структуры чехла сформированы исключительно блоковыми движениями фундамента. Причем, простирание блоков не имело никакой связи с простиранием бывших складчатых структур. Блоки сформировали очень контрастные большой амплитуды мегавалы, движения которых, по-видимому, продолжались до неогена. Таковы зоны Мессояхско-Усть-Портовского и Танамско-Рассохинского мегавалов. К Центральной осевой части плиты приурочена группа унаследованных конседиментационных отрицательных линейных структур: мегажелобов и желобов сформированных нисходящими движениями грабен-рифтов, фундамента. Крупной структурой такого типа является Колтогорско-Уренгойский мегажелоб. С ним сопрягаются более мелкие желоба Усть-Тымский, Чузикский, Худуттейский и другие.

Территории, расположенные между желобами представляют собой своеобразные положительные надпорядковые сводовые мегаструктуры, характерной чертой которых является конседиментационное относительное поднятие на протяжении всего мезозоя и частично кайнозоя. В пределах центральной части плиты выделяются следующие своды, расположенные между желобами и мегажелобами Александрово-Васюганский, Сенькино-Пудинский, Нижневартовский и Сургутский. Регио - нальные поднятия-своды имеют общее простирание, соответствующее простиранию ограничивающих их желобов. Простирание же осложняющих эти поднятия-своды антиклиналей и синклиналей северо-западное, соответствующее простиранию формирующих их структурных зон

фундамента. Более обстоятельно строение чехла над зонами рифтогенеза рассмотрено в следующем разделе.

Таким образом, в осадочном мезозойско-кайнозойском платформенном чехле выделены структурные элементы различного генезиса, указан интервал времени формирования этих структур, их тип.

Наибольшей интенсивностью и длительностью развития характеризуются линейные положительные структуры чехла: антиклинали, валы. Первые формировались над антиклинориями фундамента, вторые над линейными блоковыми структурами. Осложняющие их структуры более высоких порядков являются главным объектом для поисков нефти и газа. Они формировались в условиях непрерывно-прерывистого относительного подъема на общем фоне погружения внутренней области плиты. Эти зоны в силу островных условий седиментации характеризуются лучшими коллекторскими свойствами пород. Особенно устойчивой тенденции к относительному поднятию испытывали антиклинали чехла в местах сопряжения с желобами. Эти поднятия представляют благоприятную тектоническую ситуацию для формирования залежей нефти и газа.

Иную тектоническую природу имеют поднятия в пределах синклиналей чехла. Они формировались движениями мелких блоков фундамента, не обладающими устойчивой направленностью. Разрез мезозойско-кайнозойских отложений над такими зонами наиболее полный, причем в первую очередь он увеличивается за счет появления наиболее древних слоев чехла.

4.2. Структуры рифтогенных желобов и межрифтовых сводовых поднятий чехла

Грабен-рифты и межрифтовые поднятия фундамента Западно-Сибирской плиты были образованы в ранне-среднетриасовую эпоху, а платформенный чехол начал формироваться с ранней-средней юры (на

севере плиты очевидно со среднего-позднего триаса), т.е.перерыва во времени между окончанием формирования грабен-рифтов, а также межрифтовых зон поднятий и началом чехлообразования практически не было. Вследствии этого унаследованные движения структур,образованных рифтогенезом, имели место на протяжении всего времени вплоть до четвертичного периода. Над грабен-рифтами, благодаря их унаследованному прогибанию в мезозойско-кайнозойском чехле, были сформированы зоны желобов и мегажелобов (Колтогорско-Уренгойский, Усть-Тымский, Аганский, Чузикский, Худосейский, Худуттейский, Ямальский). Над межрифтовыми региональными зонами поднятий были сформированы крупные сложнопостроенные своды (Нижневартовский, Сургутский, Александровско-Васюганский, Североямальский и др.), над узкими межрифтовыми поднятиями, образованными сближенными параллельными рифтовыми зонами, сформировались зоны мегавалов (например, Уренгойский). Намечается также связь между мощностью и площадью распространения плитного комплекса и полнотой проявления рифтогенеза. На юге плиты, где рифтовая система представлена целым рядом небольших по размеру и протяженности грабен-рифтов, плитный комплекс имеет небольшую мощность (2,5-3,0 км), но очень большую площадь распространения. На севере же плиты рифтовая система представлена Колтогорско-Уренгойским, Худуттейским и Худосейским грабен-рифтами, имеющими наиболее яркую выраженность (наибольший раздвиг). В этом районе плиты отмечается максимальная мощность чехла (6-8 км).

В строении платформенного мезозойско-кайнозойского чехла могут быть выделены два этажа: нижний, охватывающий нижне-среднеюрские и широко развитые только на севере плиты средне-верхнетриасовые отложения и верхний, начинающийся морскими верхнеюрскими отложениями, формирование которых уже происходило в едином седиментационном бассейне. Унаследованные тектонические движения риф-

тогенеза, естественно, наибольшее влияние оказали на структуру и фациальный состав нижнего этажа.

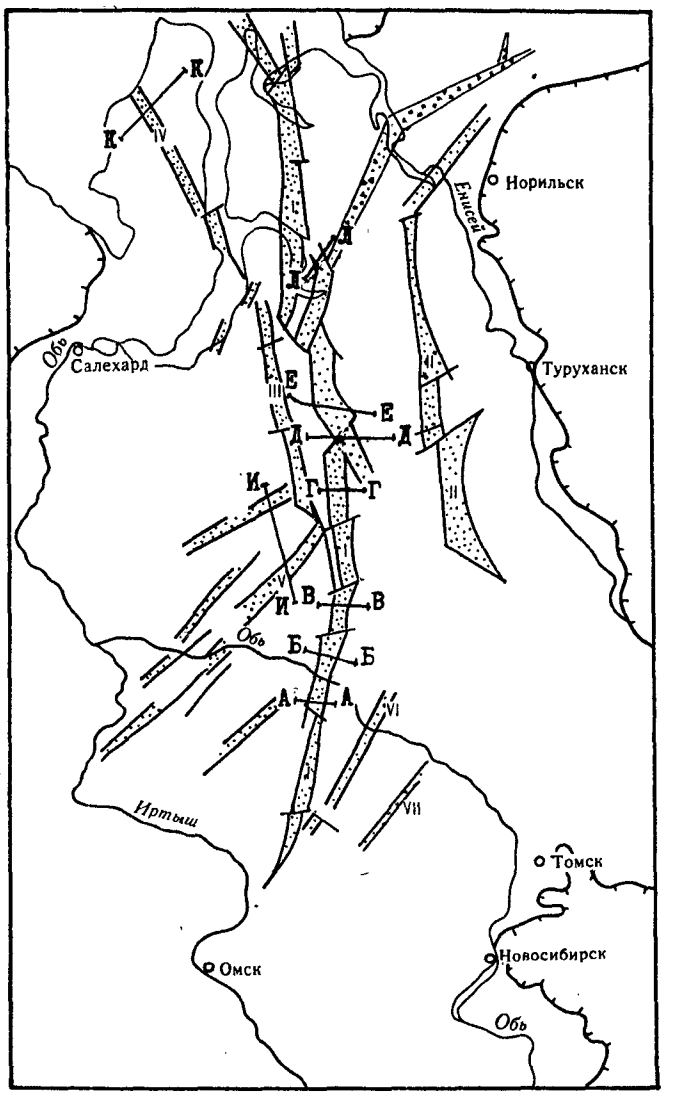
Крупнейшим мегажелобом на территории Западно-Сибирской плиты является Колтогорско-Уренгойский, в основании которого лежит одноименная стержневая рифтовая зона. Южное окончание мегажелоба именуемое Колтогорским желобом лучше других освещено геолого-геофизическими материалами. Колтогорский желоб протянулся на 500 км в субмеридиональном направлении от нижнего течения р.Тара на юге до широтного отрезка течения р.Оби на севере. Ширина его изменяется от первых километров на юге до 50 км на севере. На сейсмическом профиле КМПВ, МОВ, пересекающим Колтогорский желоб с запада на восток по линии А-А хорошо видно, что в основании его находится грабен шириной 30 км (рис.33,34). По сейсмическим данным общая мощность грабенового комплекса составляет I,5 км. Мощность нижнего этажа чехла в пределах желоба достигает 700-800 м, что в два раза превышает мощность этих отложений на сопряженных поднятиях. В меловой период и кайнозойскую эру, когда происходило формирование осадочных толщ в основном в условиях морского режима, влияние унаследованных движений рифтовых зон менее заметно. Однако, в желобе мощность верхнего этажа плитного комплекса несколько больше, чем на Каймысовском и Нижневартовском сводовых поднятиях.

В Саймовской скв.I, вскрывающей верхнеплитный этаж в центре желоба, мощность его равна 28I0 м, тогда как по западному борту в пределах Квартовой площади - 2555 м, а на восточном борту в пределах Колтогорской площади - 2649 м.

Общая мощность плитного комплекса в желобе больше, чем на его бортах, в Саймовской скв. I - 3342 м, в скважинах Квартовой площади 2899 м, скв.I Колтогорской пл. - 2908 м.

Уренгойский желоб протянулся на I300 км в меридиональном

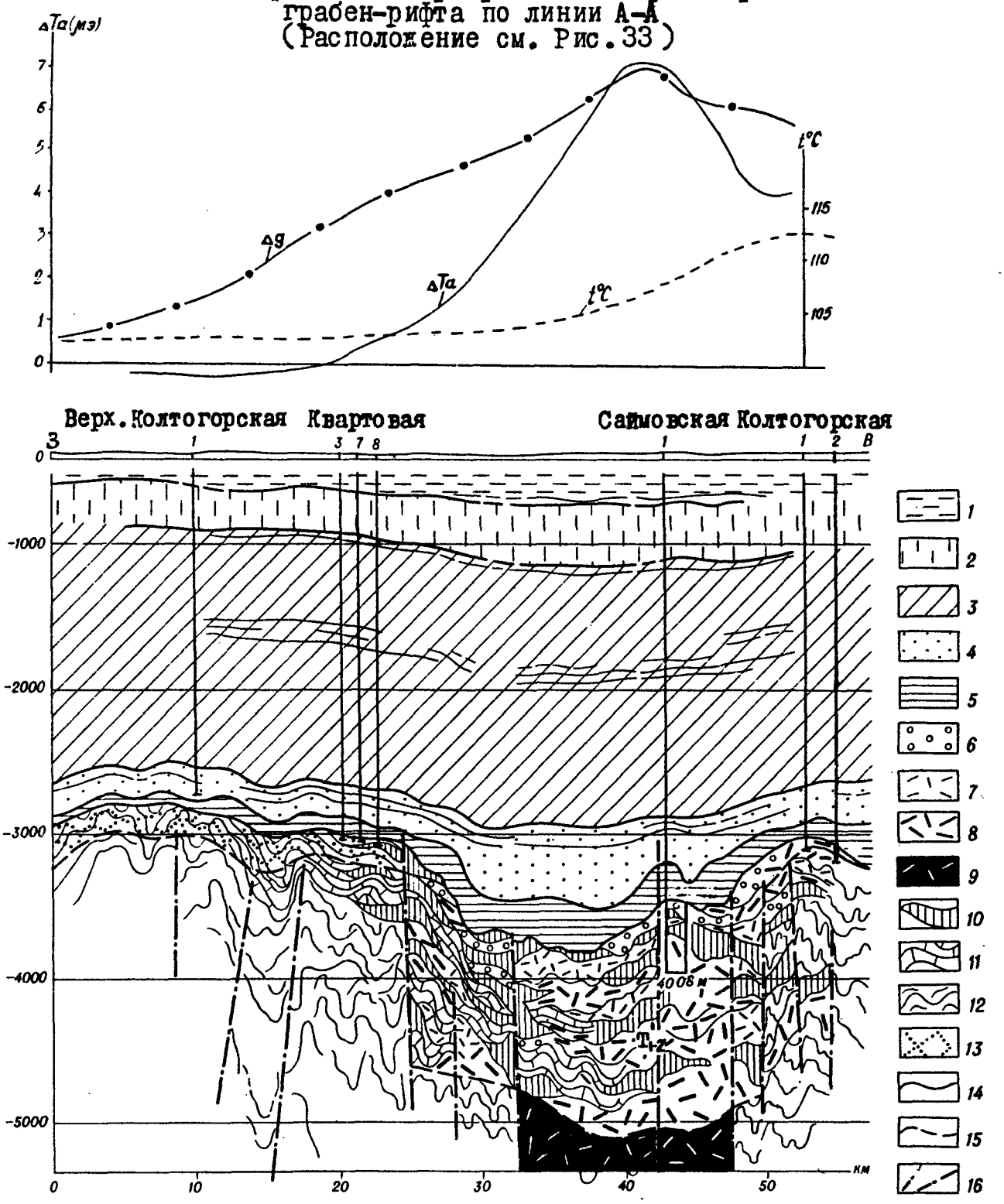
Схема расположения геолого-геофизических разрезов



Линии разрезов: А - А- Верх-Колтогорская-Саймовская-Колтогорская площади; Б - Б- Эй-Еганская-Новомолодежная-Хохряковская площади; В - В- Варьеганская-Тагринская-Коликъеганская площади; Г - Г- Еты-Пуровская-Южно-Таркосалинская-Харампурская площади; Д - Д- Западно-Таркосалинская-Восточно-Таркосалинская-Усть-Часельская площади; Е - Е- Южно-Уренгойская-Южно-Пырейская-Хадырь-Яхинская площади; И - И- Комсомольская-Вынгапуровская-Варьеганская площади; К - К- Бованенковская-Северо-Тамбетская площади; Л - Л- Находкинская-Средне-Мессояхская площади; Грабен-рифты: I- Колтогорско-Уренгойский; II- Худосеевский; III- Худуттейский; IУ- Ямальский; У- Аганский; УI- Усть-Тымский; УII- Чузикский.

Рис.33

Геолого-геофизический разрез Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта по линии А-А
(Расположение см. Рис.33)

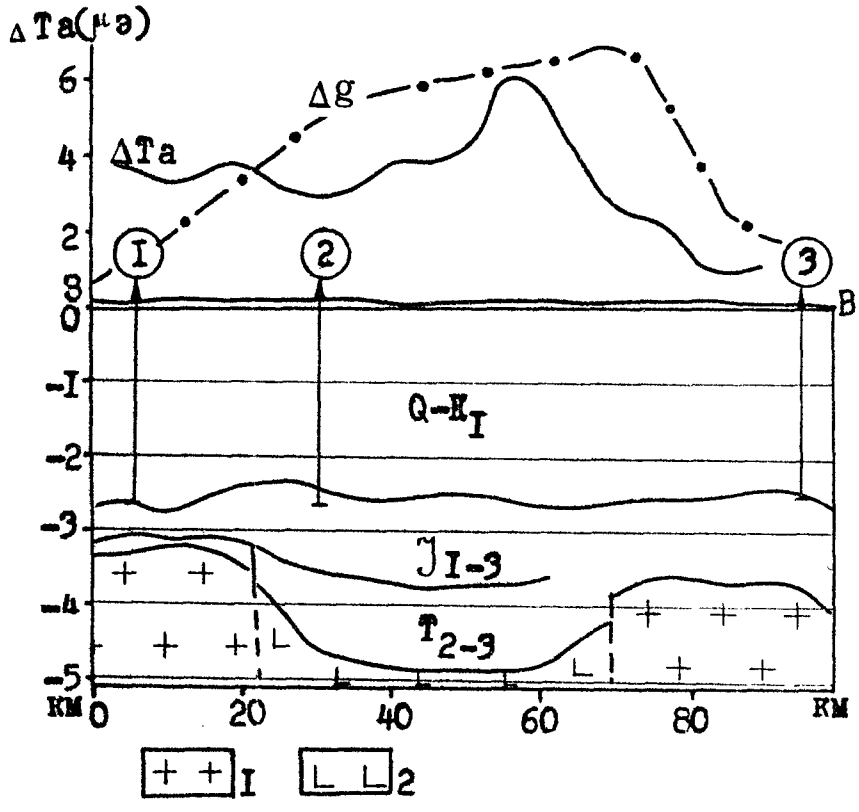


Отложения: I-палеоген-четвертичные; 2-верхнемеловые; 3-верхнеюрские-нижнемеловые; 4-верхнеюрские; 5-нижне-среднеюрские; 6-лавовые тела миндалекаменных порфиритов; 7-туфы; 8-базальты и долериты; 9-оливиновые базальты, пикриты; I0-толщи пород,полностью или частично измененные гидротермальными процессами; II-известняки;I2-метаморфические толщи пород; I3-толщи пород,подверженные процессам выветривания.Сейсмические границы: I4-отражающие;I5-преломляющие; I6-разломы.Сейсмические границы приведены по материалам Томского геофизического треста.

Рис. 34

направлении от широтного течения р.Оби на юге по долине р.Пур до Тазовской губы на севере и далее до Карского моря. В основании желоба находится сложнопостроенная линейная система грабенов шириной от 40 до 60 км. Мощность плитного комплекса в пределах желоба всюду больше, чем на его бортах. Так, по линии профиля Б-Б, пересекающего в его южной части, мощность нижнеплитного этажа в желобе более 1000 м, на западном его борту 500-600 м, на восточном 700-800 м (рис.35). Севернее по линии профиля В-В, судя по сейсмическим материалам, мощность нижнеплитного этажа в желобе равна 700 м, на его западном борту в пределах Тагринской площади - 500 м, а на восточном борту на Коликъеганской площади 400 м (рис.36). Мощность верхнеплитного этажа изменяется более резко. На Тагринской площади мощность его равна 2700 м (скв.61-2794 м), в желобе над грабен-рифтом - 3300 м, на восточном борту в пределах Коликъеганской площади - 2400 м. По линии профиля Г-Г в желобе мощность нижнеплитного этажа над грабен-рифтом равна 1100 м, на западном борту - 500 м, на восточном - 400 м. Мощность верхнеплитного комплекса на Еты-Пуровской площади более 2600, на Южно-Таркосалинской площади в скв.159, которая расположена в центре желоба - 2940 м, на западном борту в скв.305 Харампурской площади мощность его равна 2610 м (рис.37). На профиле Д-Д, пересекающем Уренгойский желоб в его широкой и наиболее сложнопостроенной части мощность верхнеплитного этажа на Кыновской площади в скв. 210 составляет 3000 м. В пределах желоба на Восточно-Таркосалинской площади 3200 м (рис.38). По материалам региональных сейсмических работ нижняя часть плитного комплекса изменяется более значительно. Резкое увеличение мощности нижней части плитного комплекса предполагается на пересечениях желоба по линиям профилей Е-Е и Л-Л (рис.39,40). Верхнеплитный этаж скважинами пройден не на полную мощность. Тем не менее, видно, что в пределах грабен-

Геолого-геофизический разрез по линии Б - Б(составлен по материалам треста "Хантымансийскнефтегазгеофизика" и Вахской НРЭ).



I- геосинклинально-складчатый комплекс;

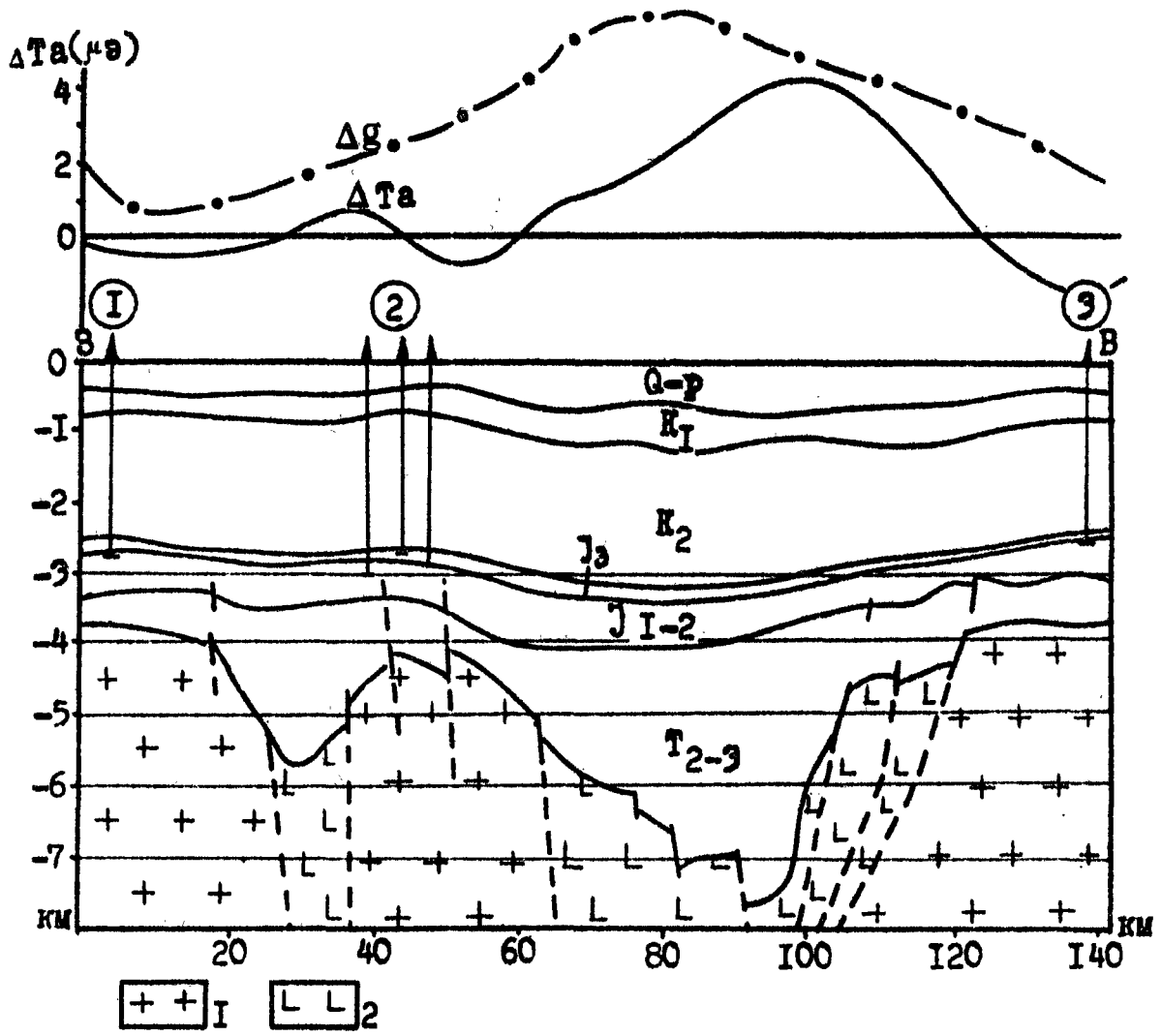
2- рифтовый комплекс. Разведочные площади:

I. Эй-Еганская; 2. Новомолодежная; 3. Хохряковская.

Расположение см. рис.33

Рис. 35

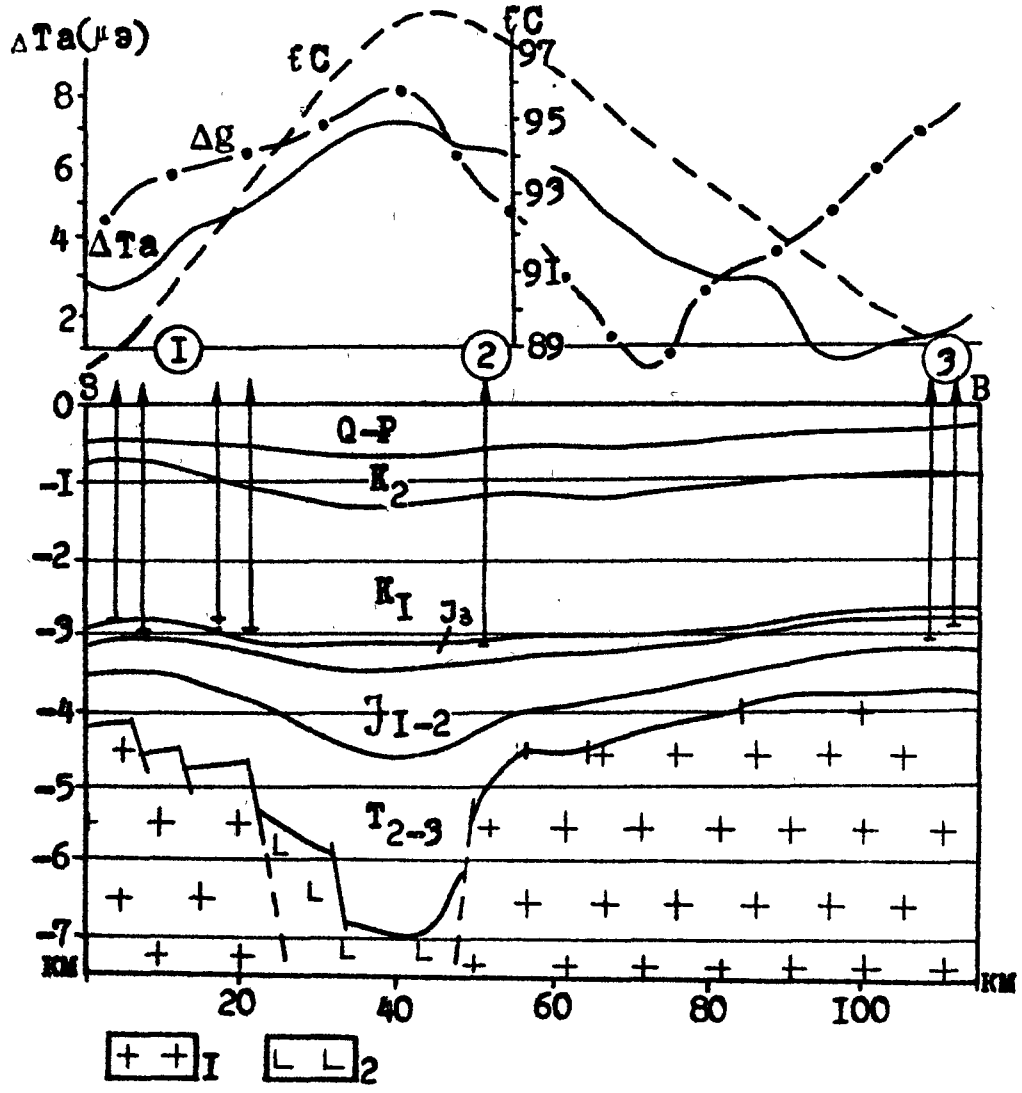
Геолого-геофизический разрез по линии В - В (составлен по материалам треста "Ханты-мансийск нефтегазгеология" и ПГО "Мегионнефтегазгеология").



I- геосинклинально-складчатый комплекс; 2- рифтовый комплекс. Разведочные площади: I. Варьеганская; 2. Тагринская; 3. Коликъеганская. Расположение см. рис.33

Рис.36

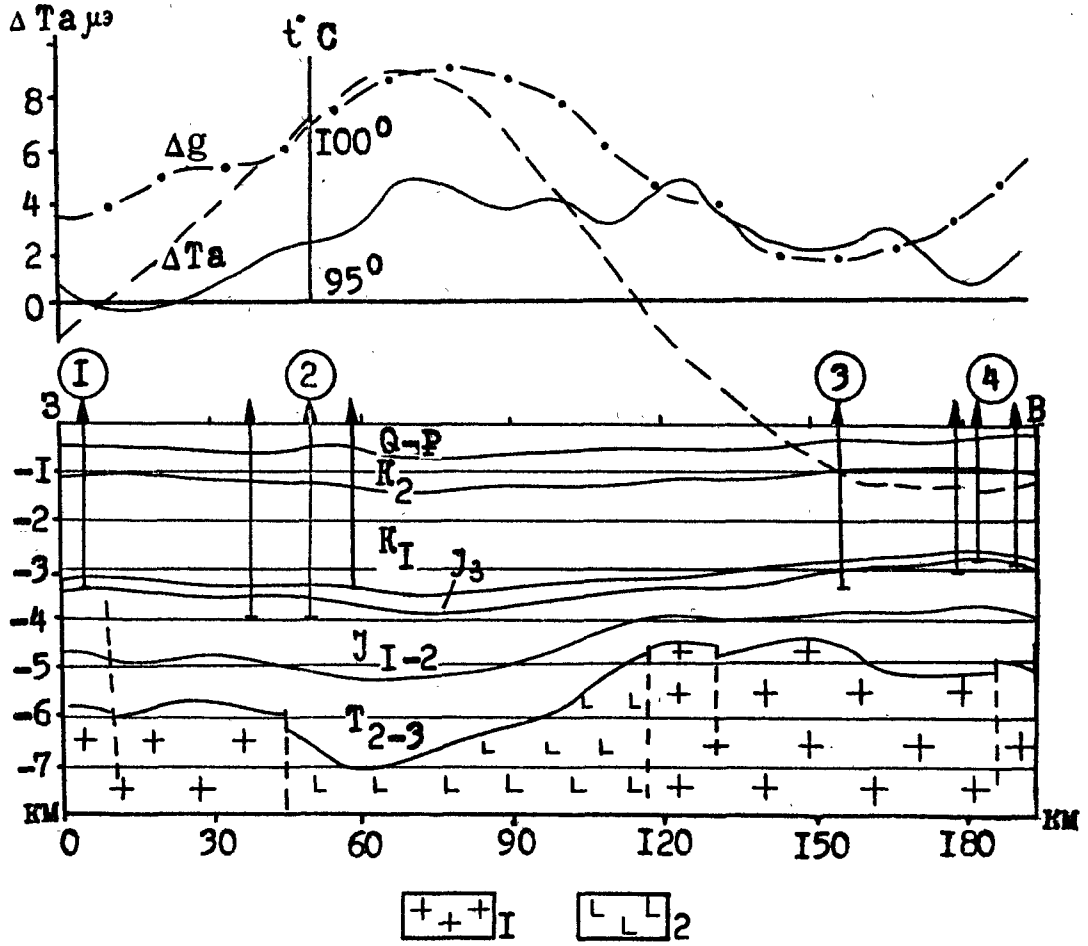
Геолого-геофизический разрез по линии Г - Г (составлен по материалам треста "Хантыансийскнефтегазгеофизика и Тарко-Салинской НРЭ).



I- геосинклинально-складчатый комплекс; 2- рифтовый комплекс. Разведочные площади: I. Еты-Пуровская; 2-Южно-Таркосалинская ; 3- Харампурская. Расположение см.рис.33

Рис. 37

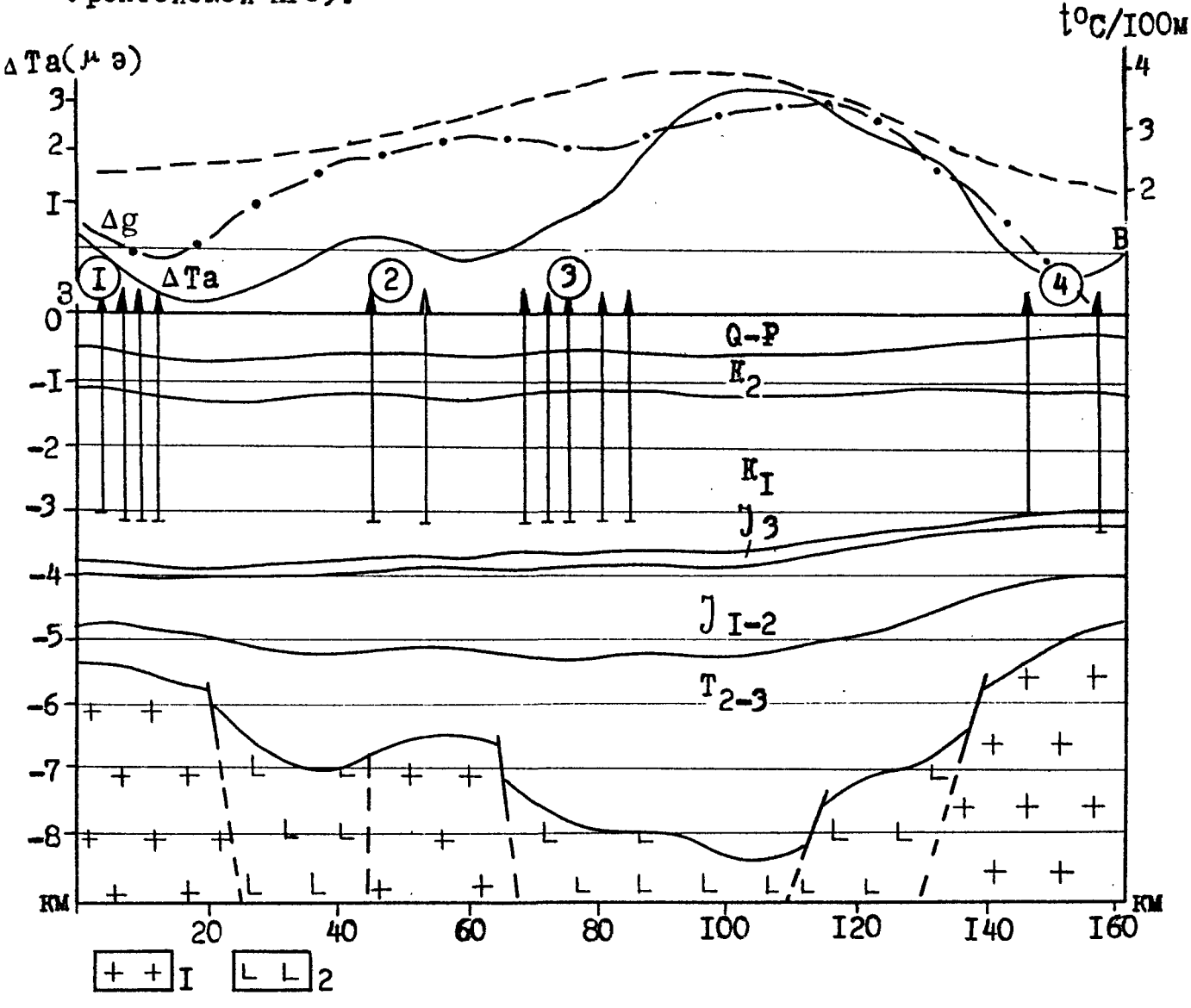
Геолого-геофизический разрез по линии Д - Д (составлен по материалам треста "Хантымансийскнефтегазгеология" и Тарко-Салинской НРЭ).



I- геосинклинально-складчатый комплекс; 2- рифтовый комплекс. Разведочные площади: I. Западно-Таркосалинская; 2. Восточно-Таркосалинская; 3. Кынская; 4. Усть-Часельская. Расположение см.рис.33

Рис. 38

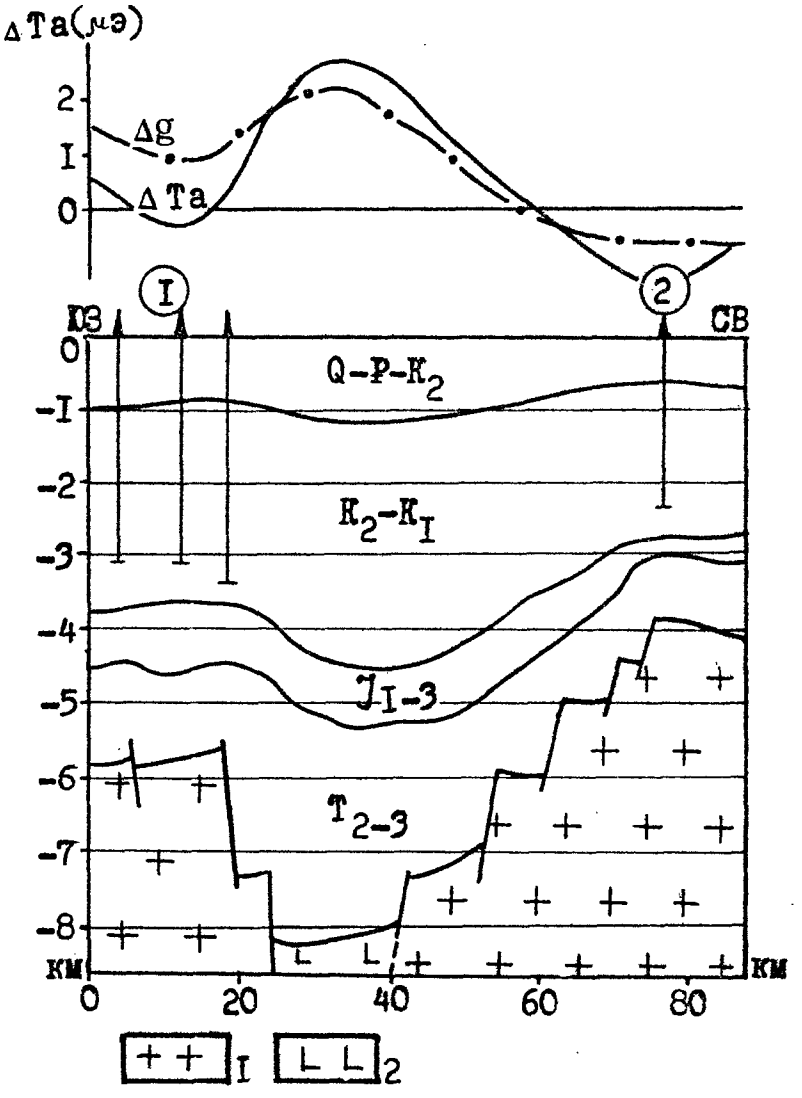
Геолого-геофизический разрез по линии Е - Е (составлен по материалам треста "Хантымансийскнефтегазгеология" и Уренгойской НРЭ).



I- геосинклинально-складчатый комплекс; 2- рифтовый комплекс. Разведочные площади: I. Южно-Уренгойская; 2. Пырейная; 3. Южно-Пырейная; 4. Хадырь-Яхинская. Расположение см.рис.33

Рис.39

Геолого-геофизический разрез по линии Л - Л (составлен по материалам Тазовской ГЭ и Тазовской НРЭ).



I- геосинклинально-складчатый комплекс; 2- рифтовый комплекс. Разведочные площади: I. Находкинская; 2. Средне-Иессояхская. Расположение см.рис.33

Рис. 40

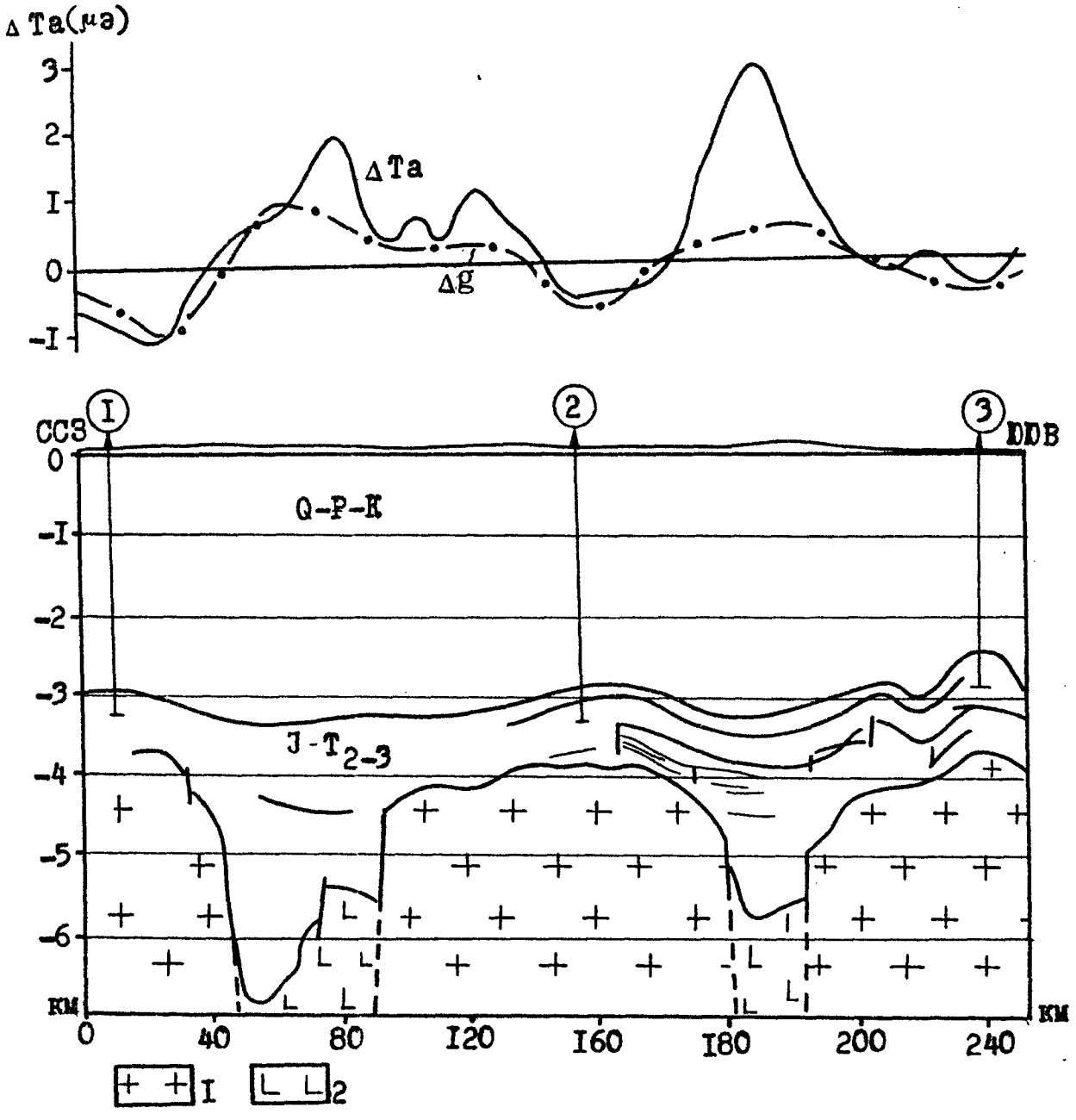
рифта мощность осадков несколько больше, чем на бортах. Влияние грабен-рифтов на формирование межрифтовых поднятий и на накопление мощности осадочных толщ хорошо видно на сейсмическом профиле, пересекающем Аганский желоб с северо-запада на юго-восток(рис.4I). Блоки фундамента формируют крупные сводовые поднятия плитного комплекса: Пякупурское, Вынгапуровское и Варьеганское. В пределах грабен-рифтов наблюдаются резкое увеличение мощности как всего плитного комплекса, так и его залежей нижнего и верхнего.Резкое увеличение мощности осадочных толщ по сейсмическим данным наблюдается в Ямальском желобе (рис.42).

Материалы буровых работ, проведенные на Новопортовской и Каменномысовской площадях подтверждают результаты сейсмических работ. Мощность верхнеплитного этажа в скважинах на Новопортовской площади, которая расположена на юго-западном борту желоба, равна 976 м. По мере приближения к центру желоба мощность комплекса увеличивается. Так в скважине I5I она равна I808 м, в скважинах на Каменномыссовской площади - I725 м.

Приведенные материалы показывают, что процесс рифтогенеза сформировал целую систему желобов, где происходило компенсированное осадконакопление плитного комплекса, что и привело к резкой дифференциации его мощности - увеличенной в пределах грабен-рифтов и сокращенной на межрифтовых поднятиях.

Медленное опускание территории плиты в мезозое и кайнозое привело к формированию осадочных толщ плитного комплекса. Осадочные терригенно-глинистые угленосные отложения тюменской свиты накапливались на площади, составляющей 2/3 территории плиты. Система грабенов, которая развивалась в процессе рифтогенеза существенно контролировала не только распределение мощности осадочных толщ, но и литолого-фациальный состав юры. Из приведенных выше графических материалов, основанных на данных сейсморазвед-

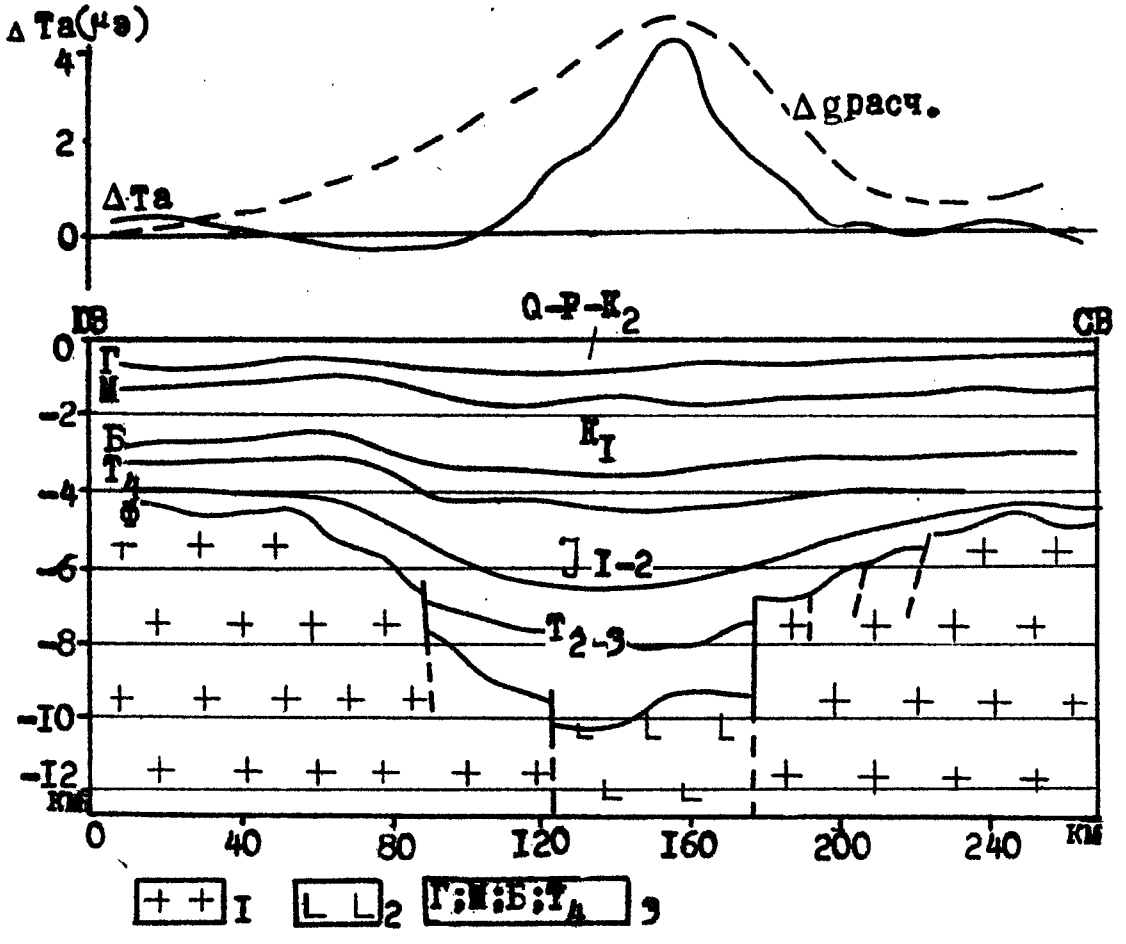
Геолого-геофизический разрез по линии И - И (составлен по материалам треста "Ханты-мансийскнефтегазгеология").



I- геосинклинально-складчатый комплекс; 2- рифтовый комплекс. Разведочные площади: I. Комсомольская; 2. Вынгапуровская; 3. Варьеганская. Расположение см.рис.33

Рис. 4I

Геолого-геофизический разрез по линии К - К (составлен по материалам треста "Ямалнефтегазгеофизика").



I- геосинклинально-складчатый комплекс; 2- рифтовый комплекс; 3- сейсмические отражающие границы.

Разведочные площади: I.Бованенковская; 2. Северо-Тамбейская.
Расположение см.рис.33

Рис. 42

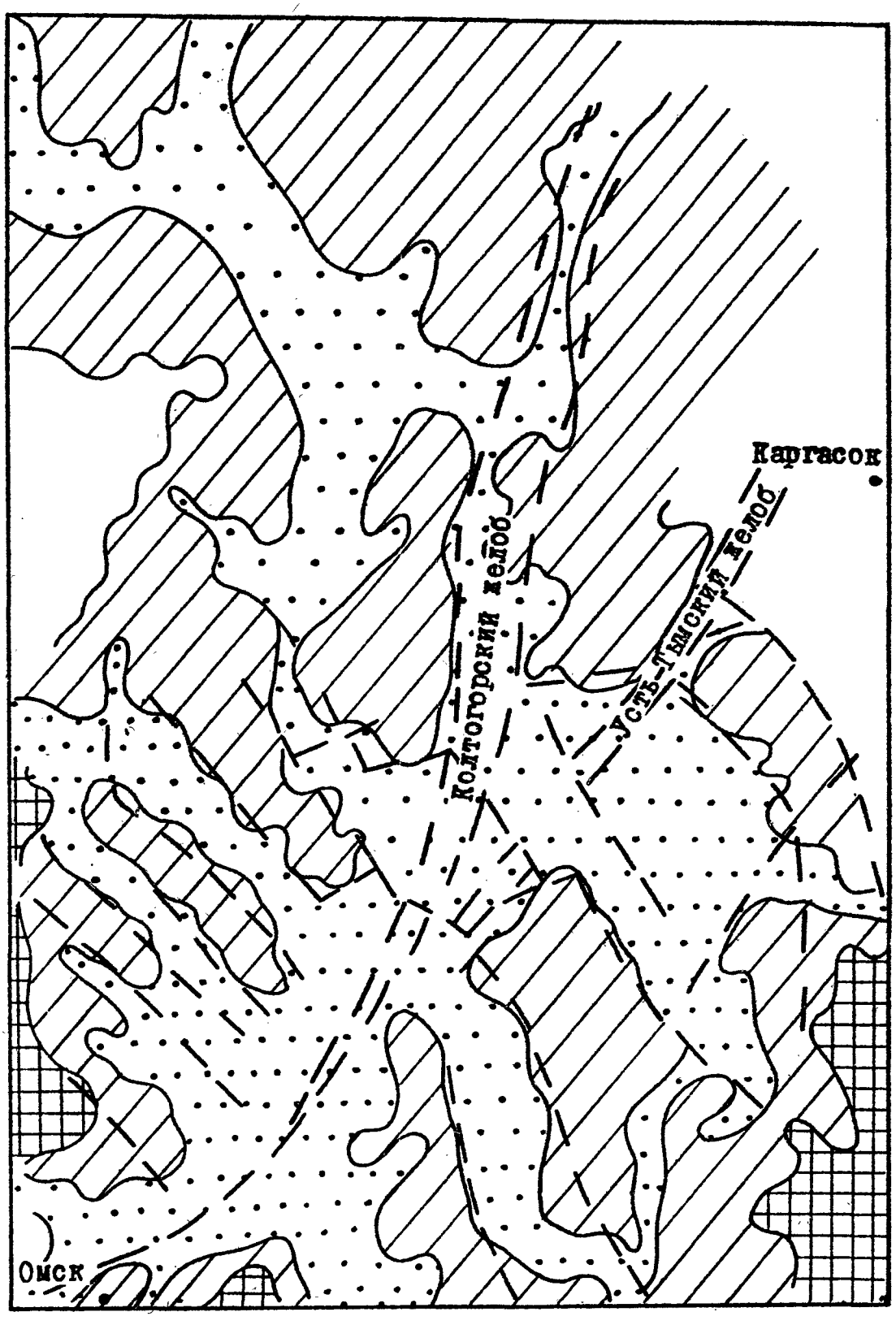
ки и бурения видно, что мощность отложений тюменской свиты значительно выше в пределах грабен-рифтов и сокращена на его бортах и межрифтовых блоках.

Зоны желобов в ранне-среднеюрское время представляли собой систему русел и речных долин, где проходило накопление песчано-глинистого материала, сносимого с областей денудации, каковыми были межрифтовые поднятия. Исходя из палеогеографических и литолого-фациальных условий, осадконакопления в юрском периоде на территории широтного и среднего течения р.Оби, рассмотренных в исследованиях С.И.Филиной и Е.А.Гайдебуровой, главными стоками являлись долины, унаследующие Колтогорский и Аганский желобы. Здесь происходило накопление песчаного материала в виде конусов выноса, песчаных кос и руслового аллювия. Сносился материал разветвленной сетью палеорек с Нижневартовского, Каймысовского, Межовского, Александрово-Васюганского и др. районов, представляющих собой водораздели с интенсивными процессами эрозии и денудации (рис.43,44). Эти крупные межрифтовые поднятия были территориями накопления озерно-болотных и озерно-аллювиальных глинисто-песчаных осадков с мощными толщами торфяников в условиях расчлененной возвышенности или плато. Из приведенных материалов видно, что процесс рифтогенеза создавал литолого-фациальную неоднородность и дифференциацию мощности осадков тюменской свиты.

Севернее широтного течения р.Оби скважинами глубокого бурения в пределах желобов и на их бортах изучены только верхние горизонты отложений тюменской свиты, где они также представлены континентальными отложениями.

Меловой период характеризуется морским режимом осадконакопления с эпохами трансгрессий и регрессий. Этот период формирования основного объема пород плитного комплекса. Обширные материалы поисково-разведочных работ на нефть и газ показывают на ус-

'аспространение песчаных зон в континентальных отложениях
енской свиты Обь-Иртышского междуречья (по Е.А.Гайдебуровой)



I 2 3 4

- разрезы с содержанием песчаного материала 50%; 2- разрезы
содержанием песчаного материала 0-50%; 3- зоны отсутствия

Рис.43

Распространение песчаных зон в нижне-среднеюрских отложениях центральной части Западно-Сибирской плиты (По Г.С.Ясовичу /156/)

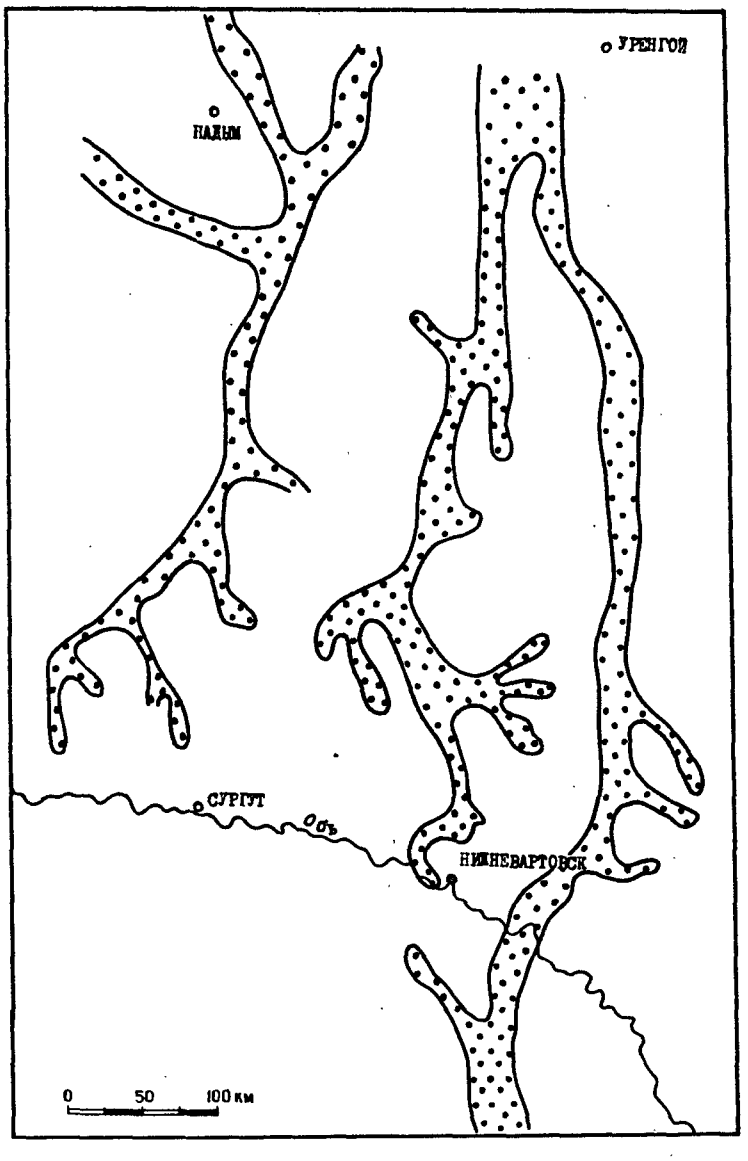


Рис.44

тойчивое существование глубоководного морского режима в меловом периоде на территории Мансийской синеклизы и мелкого моря или наземных акумулятивных равнин в восточной Приенисейской части плиты. Территория между Мансийской синеклизой на западе и Приенисейской зоной на восток, а также севере плиты (районы п-ов Ямал, Гыдан и акватория Карского моря) характеризуется наибольшей тектонической активностью.

Влияние триасового рифтогенеза на литолого-фациальные особенности меловых и кайнозойских отложений пока изучено недостаточно. Обобщение материалов по строению основных нефтегазоносных комплексов нижнего мела и уватской свиты дало возможность геологам "Главтюменьгеологии", "ЗапСибНИГНИ" и другим придти к выводу, что большинство залежей неантиклинального типа приуроченно к линиям регионального выклинивания отдельных продуктивных пластов или группы пластов, которое происходит с востока на запад. Однако, в результате поисково-разведочных работ Вахской, Красноселькупской, Мегионской, Восточно-Таркосалинской и Уренгойской экспедиций установлено, что этаж нефтеносности меловых отложений увеличивается по мере приближения к центру Уренгойского прогиба как с запада, так и с востока, т.е. на фоне общего замещения пластов-коллекторов, имеются отклонения закономерности, обусловленной влиянием рифтовых зон фундамента.

Из многочисленных публикаций можно сослаться на одну из последних, где авторы Высоцкий В.Н., Сидоренков В.Д. и др. рассмотрели закономерности размещения ловушек выклинивания в основных нефтегазоносных комплексах /44/. Из приведенных авторами закономерностей распространения плотности продуктивных пластов берриас-валанжинского: валанжин - готеривского, готериаптского нефтегазоносных комплексов, можно сделать вывод, что ловушки нефти и газа неантиклинального типа сосредоточены в области развития

желобов и бортов межрифтовых поднятий. За пределами их, несмотря на существование регионального выклинивания пластов, залежи нефти и газа отсутствуют.

Приведенные пока немногочисленные материалы дают основание считать, что процесс рифтогенеза не только влиял на скорость накопления и распределения мощности меловых и кайнозойских отложений, но и контролировал литолого-фациальные особенности продуктивных комплексов, в более узких зонах, тяготеющих к бортам желобов, к склонам межрифтовых поднятий и разломам рассекающим их.

Унаследованные движения триасового рифтогенеза проявилось не только в тектонике и литофациях юры и мела, но и в неотектонике. Это выразилось в виде линейных зон относительных, а местами абсолютных опусканий. Хорошо выражены в неотектонических движениях Колтогорско-Уренгойский, Аганский, Ямальский и в общих чертах Худосейский, Усть-Тымский, Худуттейский и Чузикский грабен-рифты. Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, как наиболее крупный и хорошо развитый, четко оконтуривается изолиниями суммарных амплитуд неотектонических движений /164/.

Таким образом, унаследованные нисходящие движения рифтовых зон и относительно восходящие межрифтовых поднятий в сочетании с унаследованными поступными движениями структурно-формационных зон палеозойских складчатых систем фундамента на мезозойско-кайнозойском платформенном этапе развития Западно-Сибирской плиты создали основную структурную расчлененность чехла, особенно в центральных и северных районах. Конседиментационность движений привела к резким изменениям мощности в первую очередь нижнего этажа плитного комплекса, к фациальным изменениям его состава и специфике в распределении рассеянного органического вещества.

ГЛАВА 5

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА

Западно-Сибирская плита, как мезозойско-кайнозойский тектонический элемент молодой платформы начала обособляться, по-видимому, в конце триасового периода. До этого времени территория плиты являлась частью гетерогенного Урало-Монгольского подвижного пояса.

История формирования Западно-Сибирской плиты, таким образом, подразделяется на два крайне неравных по продолжительности и по результатам тектогенеза этапа: I) рифейско-палеозойского, приведшего к становлению доюрского фундамента и 2) мезозойско-кайнозойского, когда был сформирован платформенный чехол.

История развития доюрского фундамента представляет интерес в первую очередь, для установления генетического разнообразия палеозойских осадочных бассейнов и их структурных перестроек, а также выяснения тектонических условий формирования нижних горизонтов мезозойско-кайнозойского чехла. Реконструкция палеотектоники доюрского фундамента проводилась на основе принципа районирования по типу и стадиям развития структурно-формационных зон геосинклинально-складчатых систем, изложенных в главе 2. Установление структурно-формационной зональности глубинных горизонтов земной коры было проведено путем плотностного моделирования по многим опорным профилям с учетом сейсмических данных.

Для ряда районов, где несомненно имели место крупные горизонтальные перемещения больших участков земной коры, проведена палинспастическая реконструкция.

Не имея возможности по причине ограничения объема текста сколько-нибудь обстоятельно описать и обосновать все вехи тектонической эволюции, автор прибег к иллюстрированной форме изложе-

ния материала - атласу тектонических карт (рис. 45-63).

История развития доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты охватывает огромный временной интервал от начала рифея до конца палеозоя и включает в себя две тектонические эпохи, рифейскую и вендпалеозойскую.

Об архейско-среднепротерозойской истории развития территории можно высказать лишь самые общие соображения.

В современной структуре фундамента Западно-Сибирской плиты, как указывалось в главе 3, выделяются три крупные массива - блока, возраст складчатости которых заведомо дорифейский.

Существование в фундаменте плиты массивов-блоков добайкальской складчатости позволяет полагать, что древнейшие платформы Русская и Сибирская, по-видимому, в среднем протерозое представляли единую протоплатформу. Предположение о существовании в предрифейское время единой архейско-раннепротерозойской платформы высказывалось ранее.

К началу рифейской эры в результате рифтогенеза протоплатформа была разбита на отдельные блоки, между которыми произошло заложение Урало-Монгольского геосинклинально-складчатого пояса (рис.45), приведшего к обособлению Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Китайской и Таримской платформ. В рифтовых зонах геосинклинального пояса земная кора была вероятно лишена гранитно-метаморфического комплекса. Геосинклинально-складчатые системы рифейского этапа, продолжительность которого превышает I млрд. лет, различились как по времени развития, так и по типам.

Общим характерным признаком для них является отчетливая структурно-формационная зональность, инверсии и складкообразования на заключительных стадиях развития.

Наиболее древней из рифейских геосинклинально-складчатой системой является Печорская (рис.45-48). Она притягивалась от

северо-западной окраины Русской платформы в юго-восточном направлении в районы Алтая и Внутренней Монголии, являясь по существу стержневой геосинклинальной системой в дальнейшем сильно усложнившегося в строении Урало-Монгольского подвижного пояса. Ширина системы была также велика (порядка 1000-1200 км), что позволяет полагать о возможной неодновременности завершения развития различных ее элементов. Будучи существенно переработанной последующими палеозойскими тектогенезами, создавшими на ее месте палеозойские геосинклинально-складчатые системы, Печорская рифейская система в настоящее время представлена только фрагментами различных своих частей. Сложность изучения системы заключается еще и в том, что она нигде не обнажена за исключением выходов отдельных ее фрагментов в ядрах антиклинориев Полярного Урала. Печорская система, как показывает плотностное моделирование, имела четкую структурно-формационную зональность, характеризующуюся ярковыраженными антиклинорными зонами несомненно сложного строения, сложенными существенно салическими породами и крупными батолитовыми гранитоидными телами. Синклинорные зоны сложены основными вулканитами и офиолитовыми комплексами вдоль глубинных разломов, т.е. данная система была фемического типа. Чрезвычайно важно для установления времени завершения геосинклинального этапа развития и перехода к орогенному этапу выяснение взаимоотношений между структурами Печорской складчатой системы и структурами уралид.По данным детального изучения древних толщ Полярного Урала, проведенного Л.Л.Подсосовой /180/, завершение развития этой геосинклинали произошло в конце позднего рифея. В ядрах антиклинориев ко времени формирования вендских образований выходил карельский вещественно-структурный комплекс (Харбейская серия), который являлся основанием для Печорской рифейской геосинклинали.

Есть основания полагать, что в раннем рифее произошло зало-

жение и двух других рифейских геосинклиналей: Тиманской и Енисейской, которые продолжали свое развитие так же практически на протяжении всего рифея. Системы разобщались крупными блоками срединных массивов: Нядояхско-Хакасского и Большеземельско-Уватского. Предполагается, что как в пределах платформенных областей, так и на срединных массивах существовали условия для формирования чехлов. Об этом свидетельствуют рифейские отложения, слагающие сейчас крупные грабены (авлакогены) на Русской платформе и рифейский чехольный комплекс Сибирской платформы. Стадии развития Печорской, Тиманской и Енисейской геосинклинально-складчатых систем отражены на рисунках 45-49.

К концу рифея завершилось становление байкальской группы систем Урало-Монгольского гетерогенного складчатого пояса с новообразованием континентальной коры. В процессе их развития, несомненно, имело место формирование разного типа осадочных бассейнов. Однако, в палеозойский период геологической истории в результате проявления на этой территории новых геосинклинальных циклов осадочные бассейны рифейского возраста были переработаны. Структурно-вещественные аналоги таких осадочных бассейнов сохранились только на Русской и Сибирской платформах /219/.

Палеозойский этап является для территории Западной Сибири завершающим геосинклинально-складчатую эволюцию, земной корф. С ним связано формирование осадочных бассейнов разного типа в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса.

Наиболее ранними осадочными бассейнами являются орогенные прогибы венд-нижнего кембрия. Они располагались в Центральных частях синклинориев Енисейской складчатой системы байкалид и формировались синхронно с салаирской геосинклинальной системой Алтае-Саянской области.

Большая часть территории Западной Сибири в раннем палеозое

вновь была ввергнута в геосинклинально-складчатый режим развития. На территории современного Урала, Центрального Казахстана и Алтая закладываются новые геосинклинальные системы /4I,83,233 и др.). Они по-видимому, на многих участках имели дискордантное простирание по отношению к складчатым структурам байкалид. Заложение геосинклинальных систем часто начиналось с рифтовых зон. Это явилось причиной эвгеосинклинального характера начальных формаций прогибов, а также узких линейного типа структурных форм, простирающихся на сотни километров при ширине в первые десятки километров. В это время завершается геосинклинальный этап и формируется Салаирско-Кузнецкоалатаусская складчатая система салаирид.

В центральных районах Западно-Сибирской плиты в раннем палеозое располагалась субплатформенная область с фундаментом из байкалид.

К концу раннего палеозоя (каледонский тектонический цикл) были сформированы складчатые системы Центрального Казахстана и Горного Алтая. В центральных районах Западной Сибири, и возможно, на территории современной акватории Карского моря в это время зарождается Центрально-Западносибирская глинисто-сланцевая геосинклинальная система. Продолжают прогибаться в раннем палеозое и унаследованно-наложенные впадины в восточных районах Западной Сибири (Касская, Маковская и другие).

В начале среднего палеозоя на юго-востоке Западной Сибири формируется обширная область осадконакопления дифференцированного по формациям и мощности, но в целом квазичехольного типа. В современном тектоническом плане эта область представлена только отдельными изолированными впадинами, представляющими собой унаследованно-наложенные структуры (Тувинская, Южно-Минусинская,Северо-Минусинская, Назаровская, Тегульдетская, Кузнецкая, Рыбинская и другие впадины). Особенностью осадочного выполнения этих впадин,

которые оказались разобщенными блоковыми движениями основания,является пестрый состав преимущественно терригенных отложений,перемежающихся с эффузивами. На востоке плиты в пределах байкалид происходит процесс платформенного осадконакопления. Наиболее здесь глубокими являются Касская, Маковская, Нядояхская и другие впадины. В пределах Центрального Казахстана формируется Тенгизская, Карагандинская, Вагай-Ишимская впадины, которые также были разобщены блоковыми движениями в раннюю юру.

В конце палеозоя инверсировали Уральская и Центрально-Западносибирская геосинклинали. Инверсия движений захватила и Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив, а также внутригеосинклинальные блоки (Межовский, Тибинакский) в связи с этим на массивах существенно сократились площади осадочных пород покровов.

Таким образом, к концу палеозоя завершилось геосинклинально-складчатое развитие Урало-Монгольского подвижного пояса, где геосинклинальный режим перманентно существовал в различных его районах с начала рифея. Произошло образование обширной высоко приподнятой горно-складчатой области. Интенсивная денудация привела к обнажению многочисленных гранитных плутонов в основных частях антиклинорных зон. В синклинорных зонах и межгорных прогибах,также находящихся значительно выше общего базиса эрозии, произошло сокращение, а местами полное уничтожение орогенных образований. Однако, уже в раннем триасе на территории большей части будущей плиты произошла резкая смена восходящих движений нисходящими. Следствием глубинных процессов явился рифтогенный раскол литосферы. Система рифтов прошла почти по центральной части геосинклинально-складчатой области.

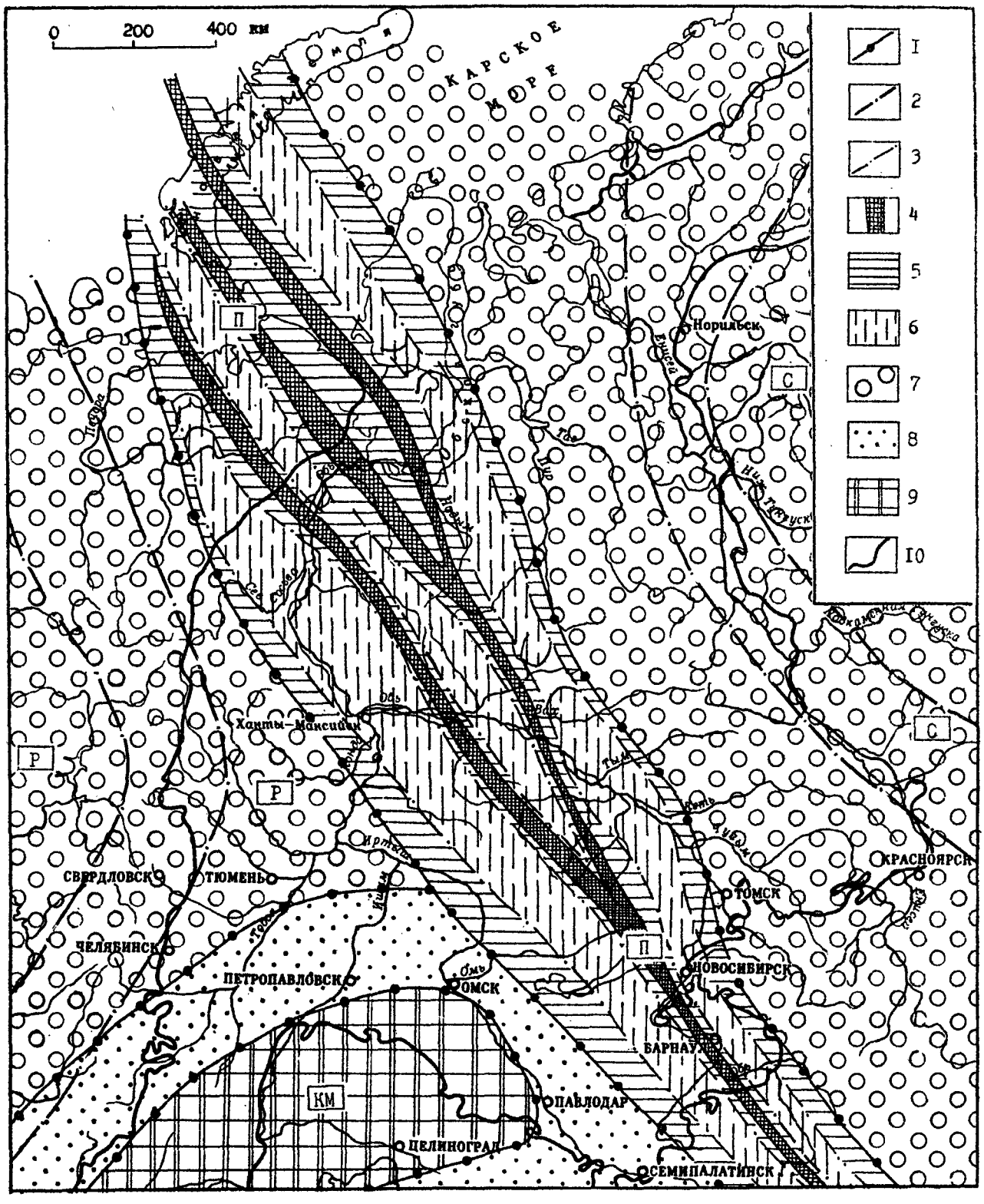
Рифтогенез привел к излиянию на огромных площадях базальтов,дальнейшему прогибанию территории и началу формирования Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна.

Существование квазиплатформенного пермотриасового осадочного бассейна на севере Западно-Сибирской плиты и в акватории Карского моря указывает на то, что рифтообразование началось, возможно, еще в конце пермского периода и постепенно распространилось в южном направлении.

Ранне-юрская эпоха характеризуется новым кратковременным всплеском интенсивного сводового поднятия, охватившего, в целом, всю территорию будущей плиты, но в силу существования триасовых рифтовых зон условия седиментации сохранялись.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ К НАЧАЛУ РИФЕЯ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

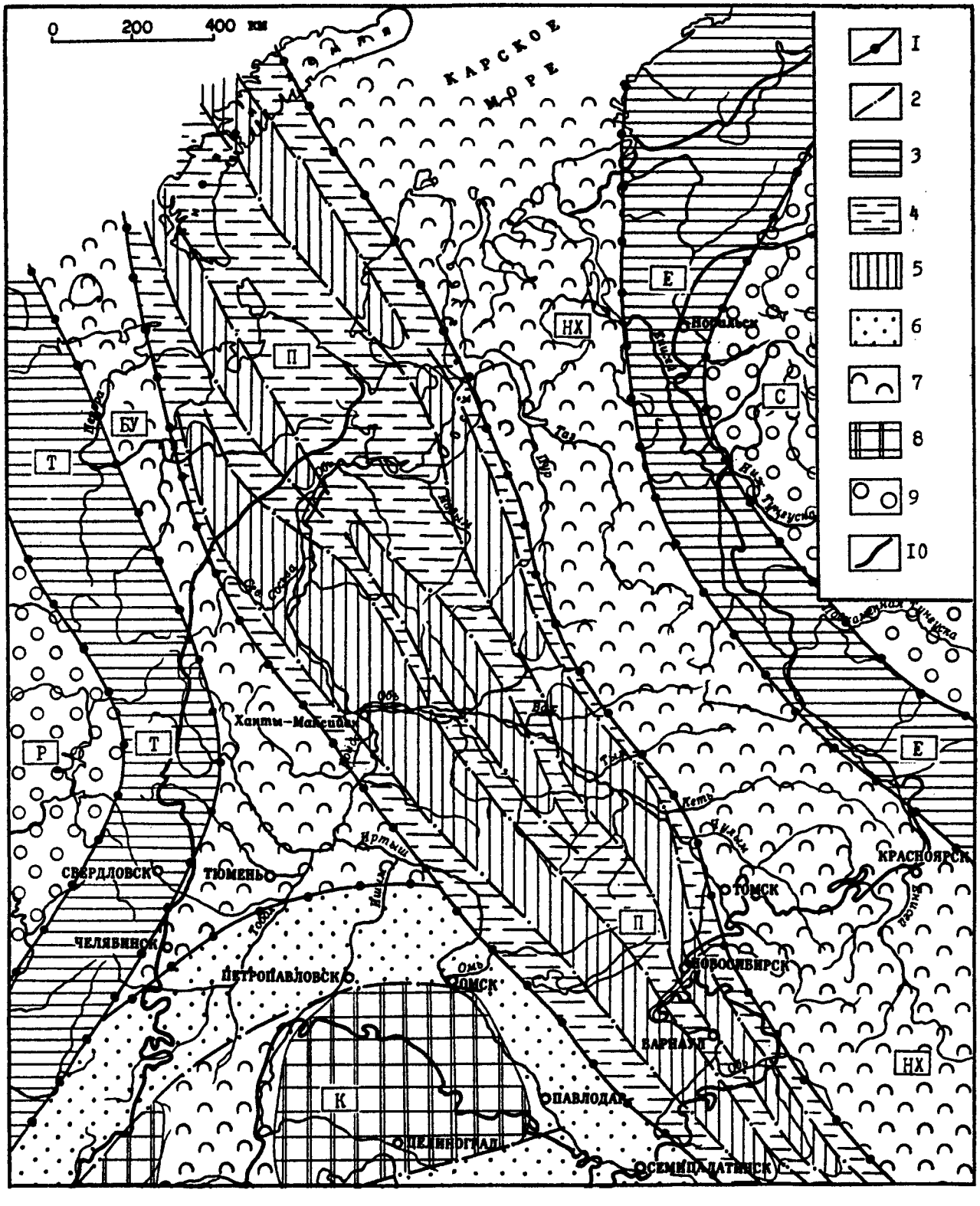
Рис.45

Условные обозначения к рисунку 45

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы вновь закладываемых геосинклинально-складчатых систем,3-глубинные разломы структурно-формационных зон, 4-зоны геосинклинального рифтогенеза,5-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,6-поднятия ранней стадии геосинклинального развития,7-платформенные области с вероятным развитием чехла,8-унаследованно-наложенные впадины,9-зоны поднятий срединных массивов,IO-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойских отложений.Буквы на карте: Р-Восточно-Европейская платформа,С-Сибирская платформа,П-Печёрская геосинклиналь,КМ-Кокчетаво-Мугоджарский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕМ РИФЕЕ (бурзяний)

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

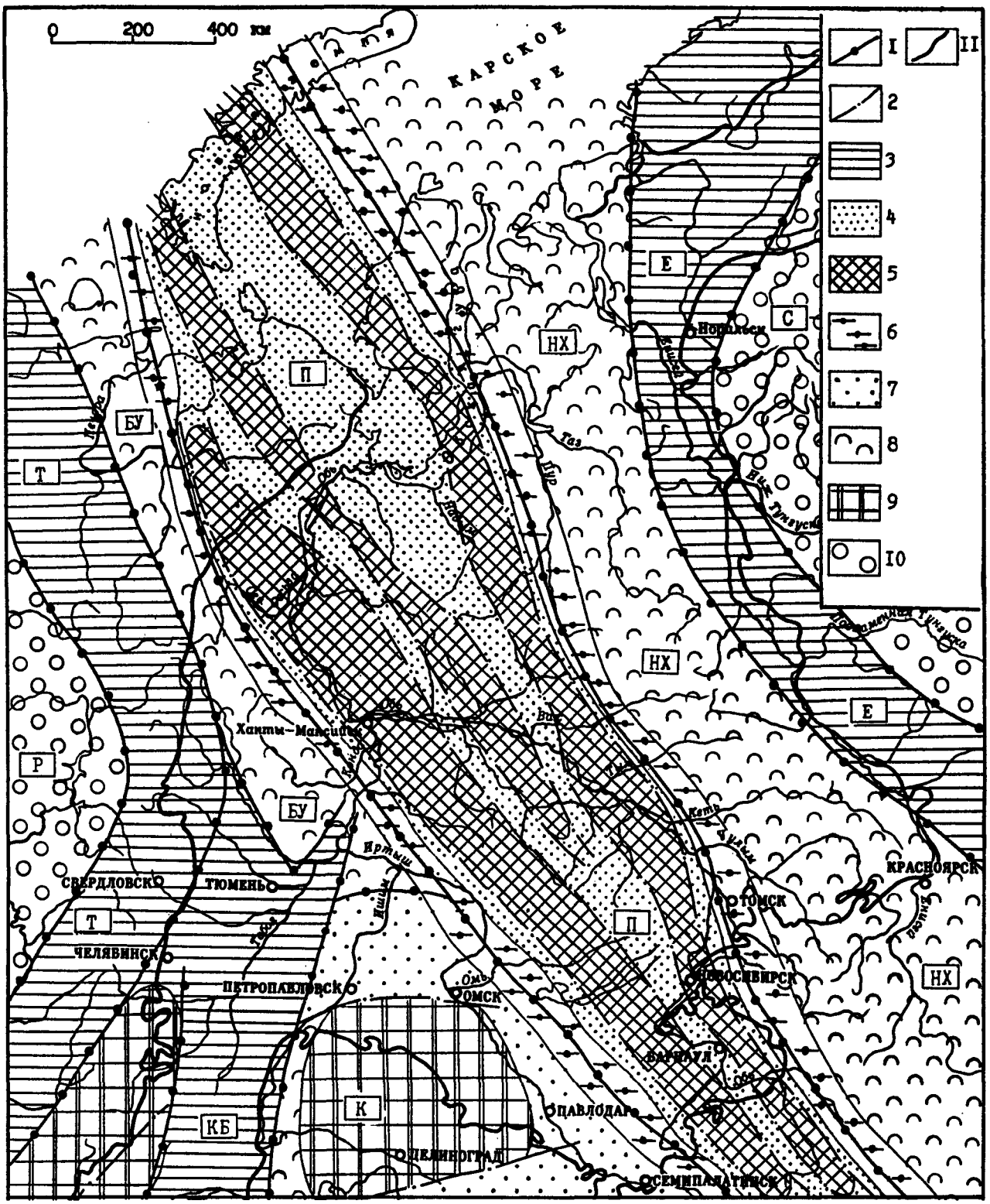
Рис.46

Условные обозначения к рисунку 46

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,4-прогибы поздней стадии геосинклинального развития,5-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития,6-унаследованно-наложенные впадины,7-зоны вероятного чехлообразования на срединных массивах,8-зоны поднятий срединных массивов,9-платформенные области с вероятным развитием чехла,10-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойских отложений.Буквы на карте: Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа,П-Печёрская геосинклиналь,Т-Тиманская геосинклиналь,Е-Енисейская геосинклиналь, НХ-Нядояхско-Хакасский срединный массив,БУ-Большеземельско-Уватский срединный массив,К-Кокчетавский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В СРЕДНЕМ РИФЕЕ (юрматиний)

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

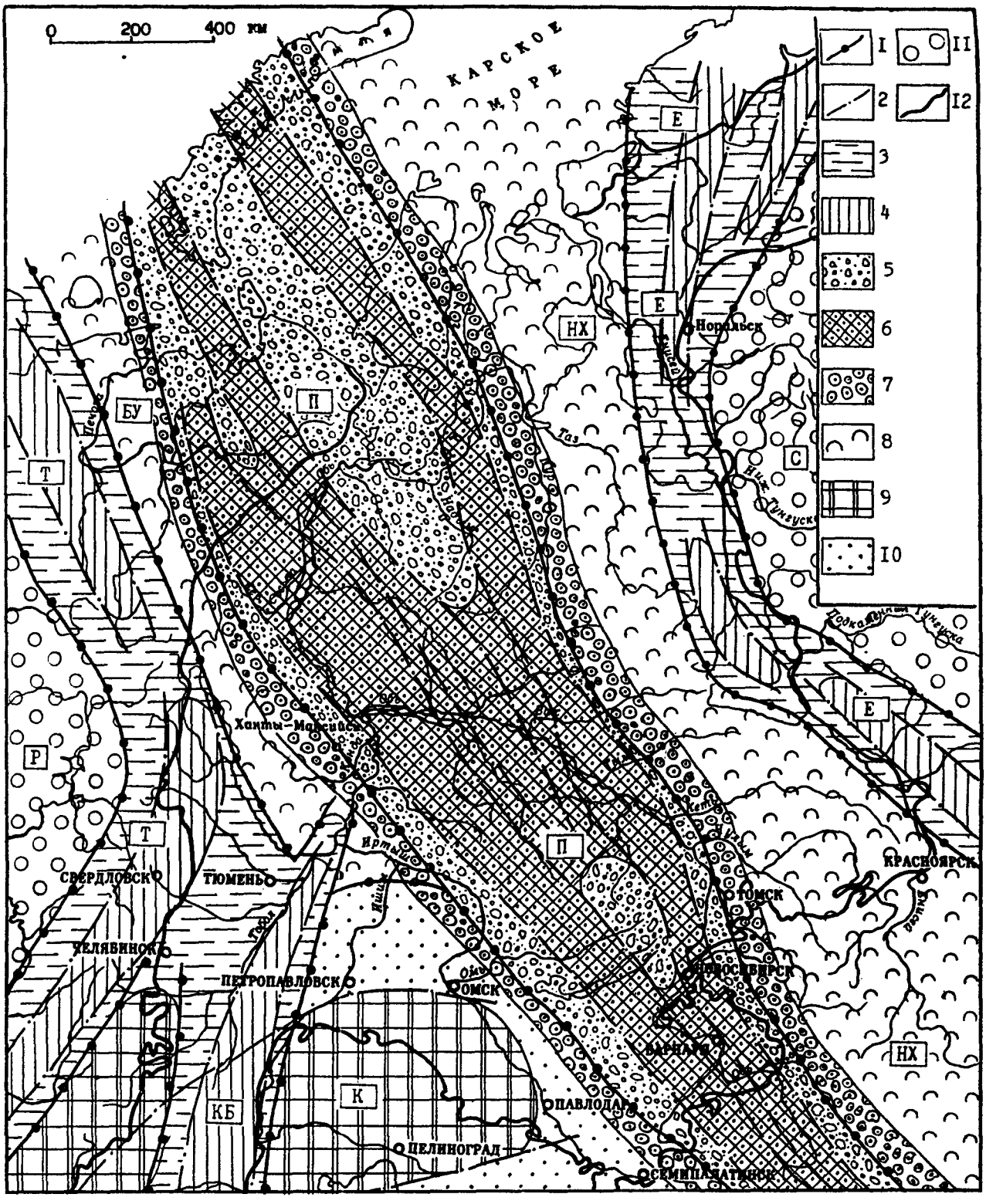
Рис.47

Условные обозначения к рисунку 47

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,4-синклинории ранней стадии орогенного этапа развития,5-антиклинории ранней стадии орогенного этапа развития,6-краевые прогибы стадии морской молассы,7-унаследованно-наложенные впадины,8-зоны вероятного чехлообразования на срединных массивах,9-зоны поднятий срединных массивов,I0-платформенные области с вероятным развитием чехла,II-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойских отложений.Буквы на карте:Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа,П-Печёрская геосинклинально-складчатая система,Т-Тиманская геосинклиналь,Е-Енисейская геосинклиналь, КБ-Каратау-Байконурская геосинклиналь,К-Кокчетавский срединный массив,БУ-Большеземельско-Уватский срединный массив,НХ-Нядоях-ско-Хакасский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ (каратавий)

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

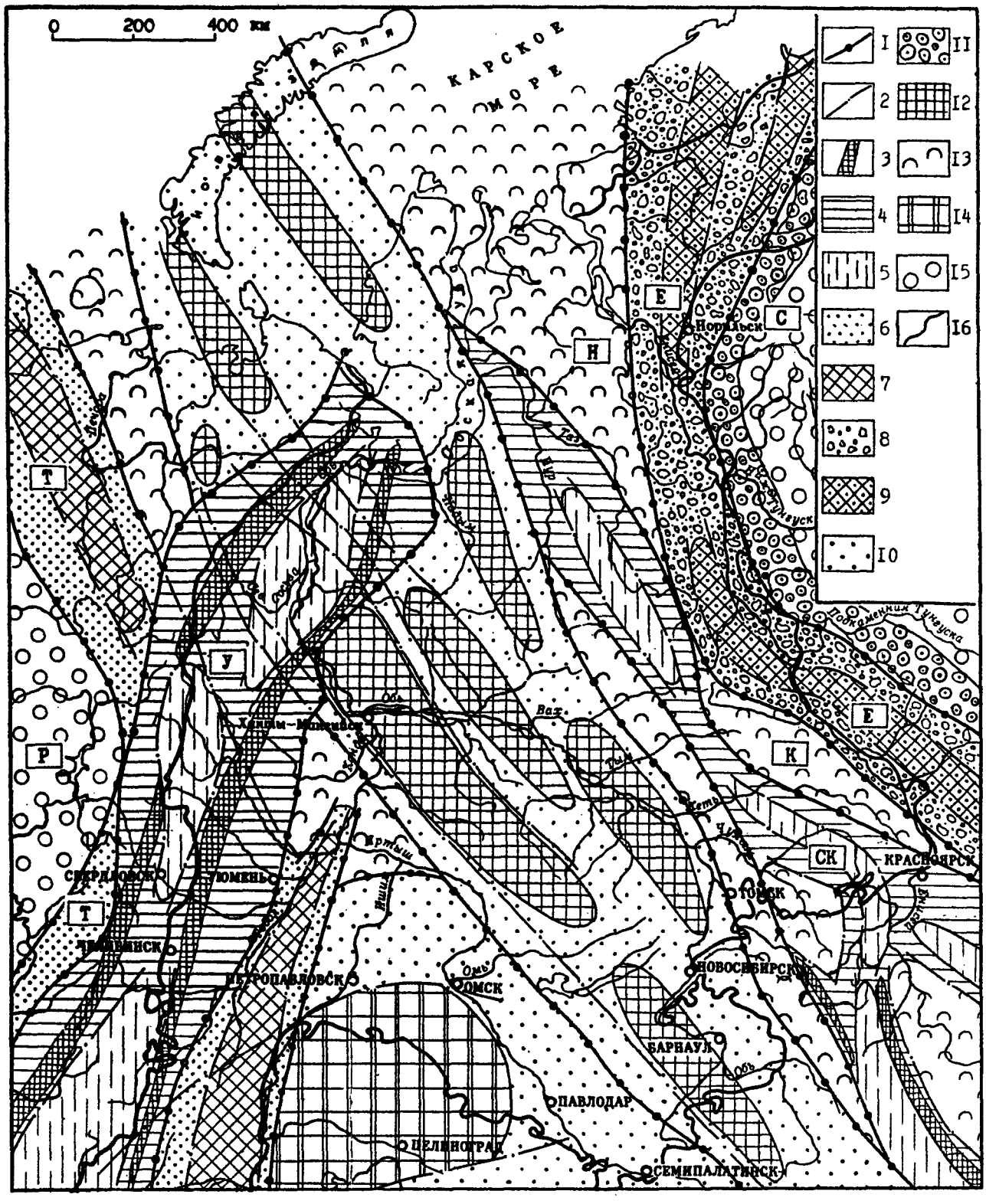
Рис.48

Условные обозначения к рисунку 48

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-прогибы поздней стадии геосинклинального этапа развития,4-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития,5-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,6-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,7-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы,8-зоны развития чехлов на срединных массивах,9-зоны поднятий срединных массивов,I0-унаследованно-наложенные впадины,II-платформенные области с вероятным развитием чехла,I2-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойских отложений.Буквы на карте:Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа,П-Печёрская геосинклинально-складчатая система, Т-Тиманская геосинклиналь,Е-Енисейская геосинклиналь,КБ-Каратау-Байконурская геосинклиналь,К-Кокчетавский срединный массив, БУ-Большеземельско-Уватский срединный массив,НХ-Нядояхско-Хакасский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО РИФЕЯ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

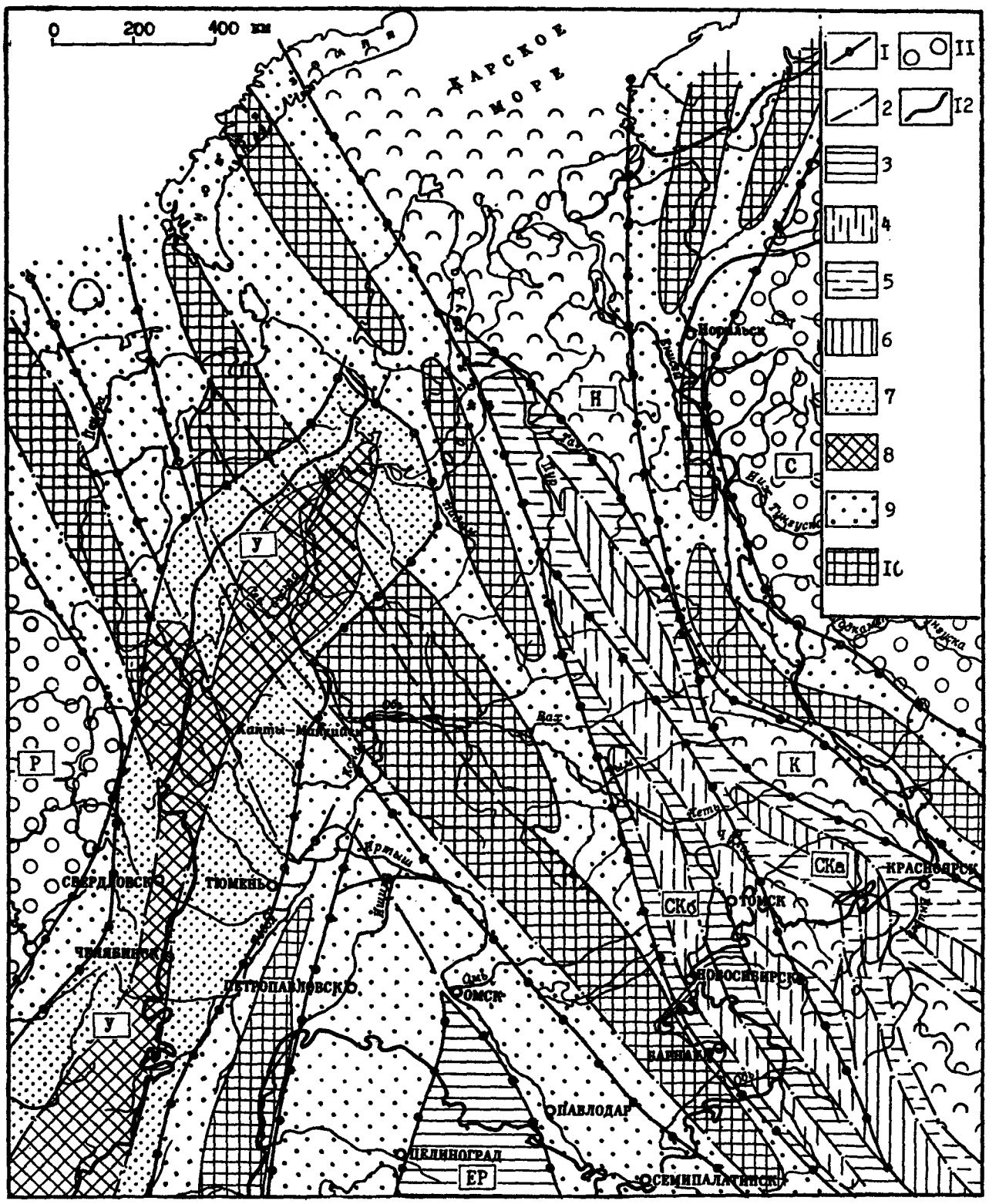
Рис.49

Условные обозначения к рисунку 49

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-зоны геосинклинального рифтогенеза,4-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,5-поднятия ранней стадии геосинклинального этапа развития,6-синклинории ранней стадии орогенного этапа развития,7-антиклинории ранней стадии орогенного этапа развития,8-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,9-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,I0-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,II-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы,I2-унаследованные поднятия антиклинорных зон,I3-зоны вероятного образования чехла на срединных массивах,I4-зоны поднятий срединных массивов,I5-платформенные области с формированием чехла,I6-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте:Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа,Т-Тиманская геосинклинально-складчатая система,Е-Енисейская геосинклинально-складчатая система,У-Уральская (Рифейская) геосинклиналь,СК-Салаирско-Кузнецкоалатаусская геосинклиналь,Н-Нядояуский срединный массив,К-Касский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ВЕНДЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

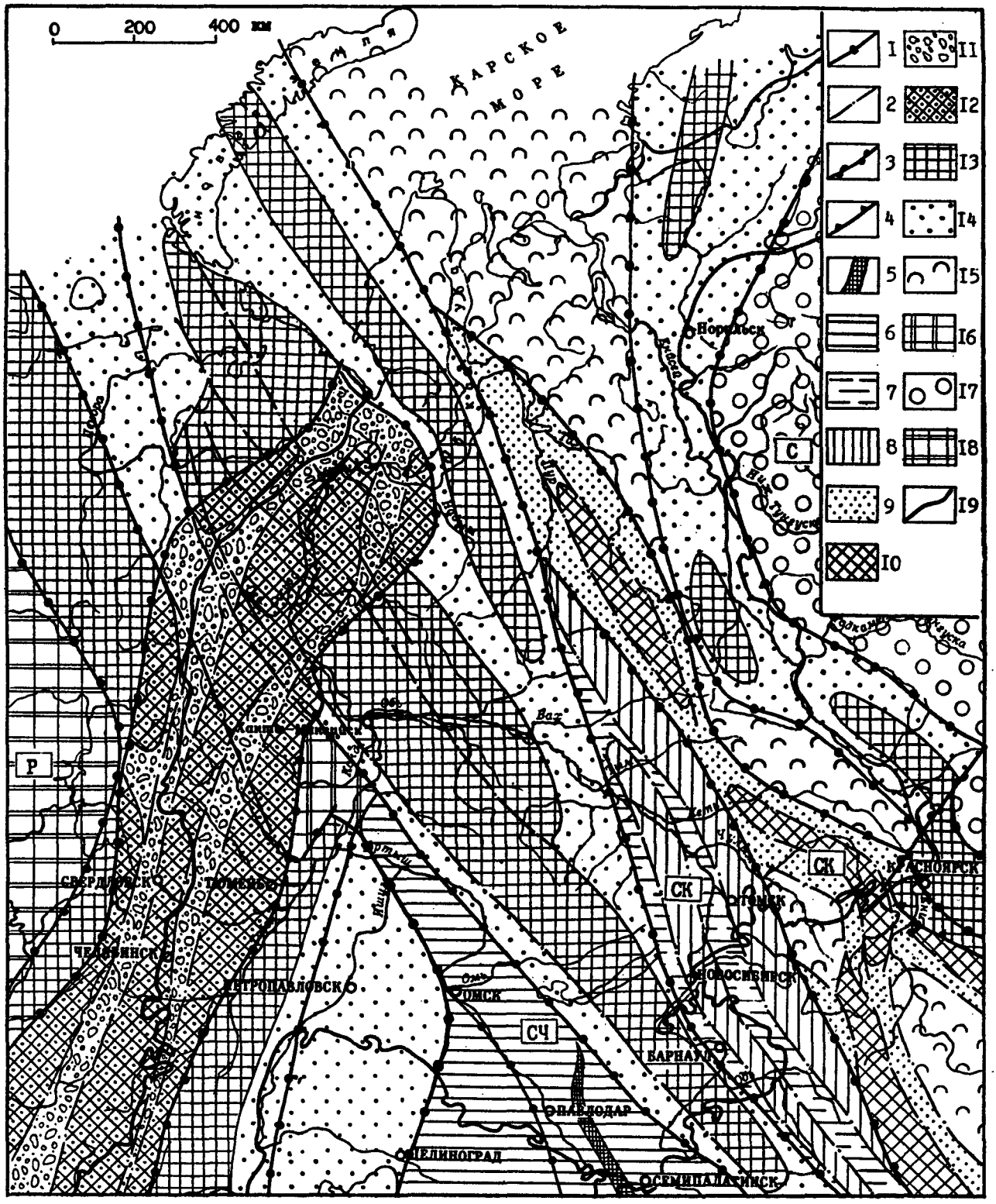
Рис.50

Условные обозначения к рисунку 50

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,4-поднятия ранней стадии геосинклинального этапа развития,5-прогибы поздней стадии геосинклинального этапа развития,6-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития,7-синклинории ранней стадии орогенного этапа развития,8-антиклинории ранней стадии орогенного этапа развития,9-унаследованно-наложенные впадины,I0-унаследованные поднятия антиклинорных зон,II-платформенные области с вероятным развитием чехла,I2-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойских отложений.Буквы на карте: Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа,У-Уральская (Рифейская) геосинклинально-складчатая система,СК-Салаирско-Кузнецко-алатаусская геосинклиналь (СКа-Кузнецко-Озёрная ветвь,СКб-Салаирская ветвь),ЕР-Ерментаусская геосинклиналь,Н-Нядояхский срединный массив,К-Касский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕМ-СРЕДНЕМ КЕМБРИИ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

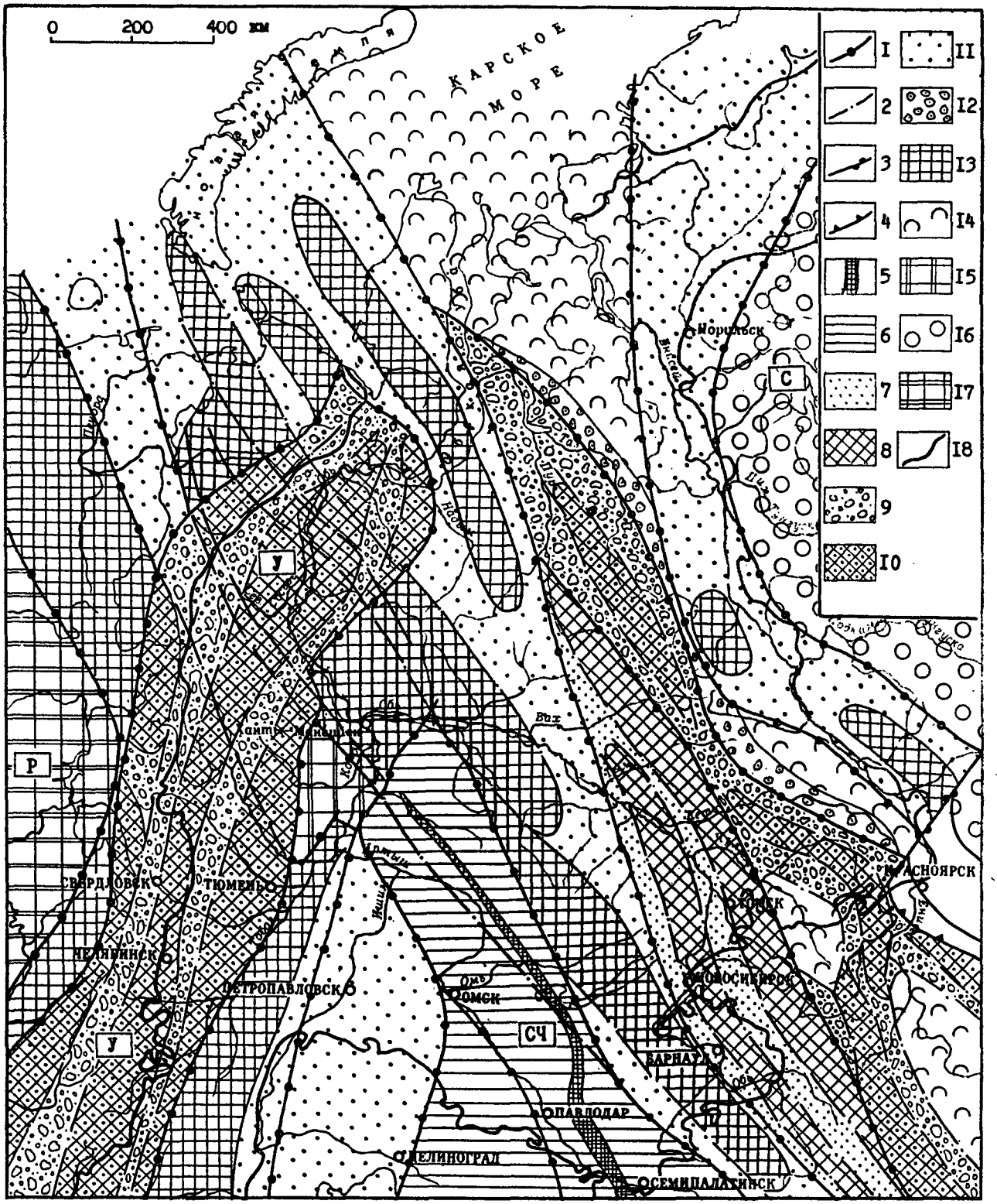
Рис.5I

Условные обозначения к рисунку 5I

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-зоны геосинклинального рифтогенеза,6-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,7-прогибы поздней стадии геосинклинального этапа развития,8-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития,9-синклинории ранней стадии орогенного этапа развития,I0-антиклинории ранней стадии орогенного этапа развития,II-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,I2-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,I3-унаследованные поднятия антиклинорных зон,I4-унаследованно-наложенные впадины,I5-зоны вероятного развития чехла на срединных массивах,I6-зоны поднятий срединных массивов, I7-платформенные области с вероятным развитием чехла,I8-зоны поднятий платформенных областей,I9-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойских отложений.Буквы на карте:Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа,СК-Салаирско-Кузнецко-алатаусская геосинклинально-складчатая система,СЧ-Салымско-Чингизтарбогатайская геосинклиналь.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ КЕМБРИИ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

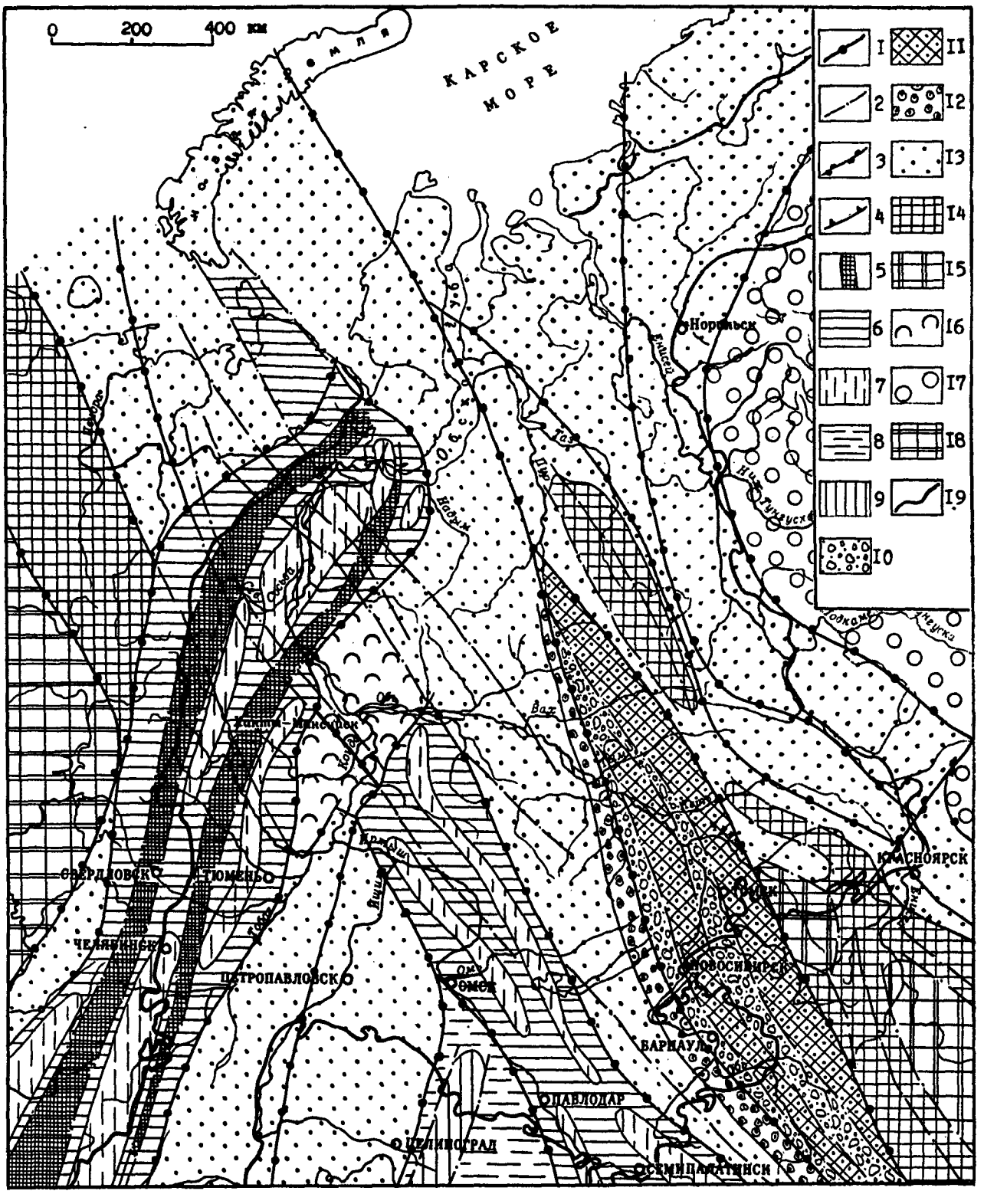
Рис.52

Условные обозначения к рисунку 52

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-зоны геосинклинального рифтогенеза,6-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,7-синклинории ранней стадии орогенного этапа развития,8-антиклинории ранней стадии орогенного этапа развития,9-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,I0-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,II-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,I2-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы,I3-унаследованные поднятия антиклинорных зон в пределах геосинклинально-складчатых систем с завершенной складчатостью,I4-зоны вероятного формирования чехла на срединных массивах,I5-зоны поднятий срединных массивов,I6-платформенные области с формированием чехла,I7-поднятия платформенных областей,I8-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.Буквы на карте:Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа,У-Уральская (Рифейская) геосинклинально-складчатая система,СЧ-Салымско-Чингизтарбогатайская геосинклиналь.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕМ ОРДОВИКЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

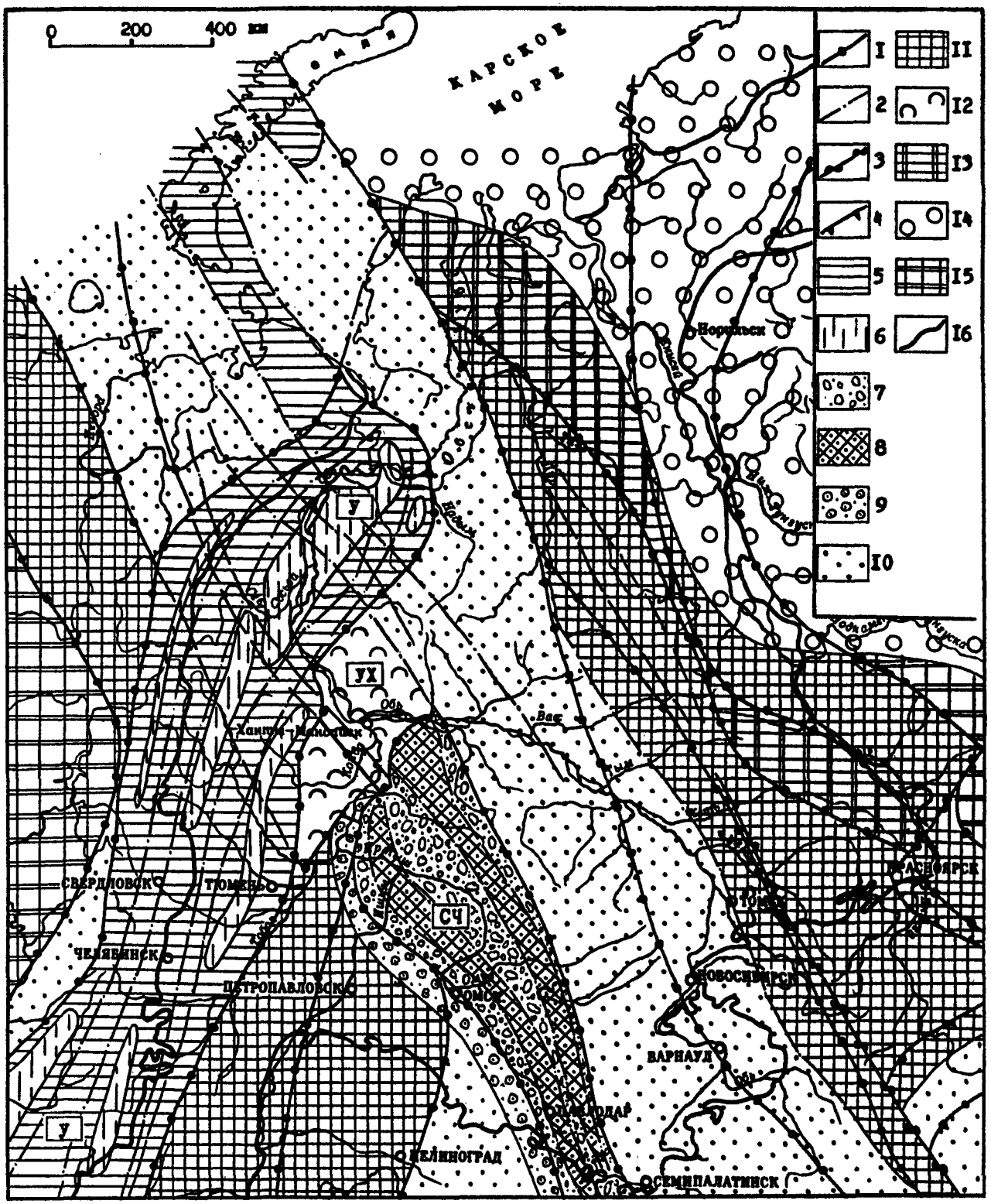
Рис.53

Условные обозначения к рисунку 53

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-зоны геосинклинального рифтогенеза,6-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,7-поднятия ранней стадии геосинклинального этапа развития,8-прогибы поздней стадии геосинклинального этапа развития,9-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития,I0-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,II-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,I2-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы,I3-унаследованнойналоженные впадины,I4-поднятия областей завершенной складчатости,I5-зоны поднятий срединных массивов,I6-зоны чехлообразования на срединных массивах,I7-платформенные области с формированием чехла,I8-поднятия платформенных областей,I9-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.Буквы на карте:У-Уральская геосинклиналь,СЧ-Салымско-Чингизтарбогатайская геосинклиналь, К-Касский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В СИЛУРЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

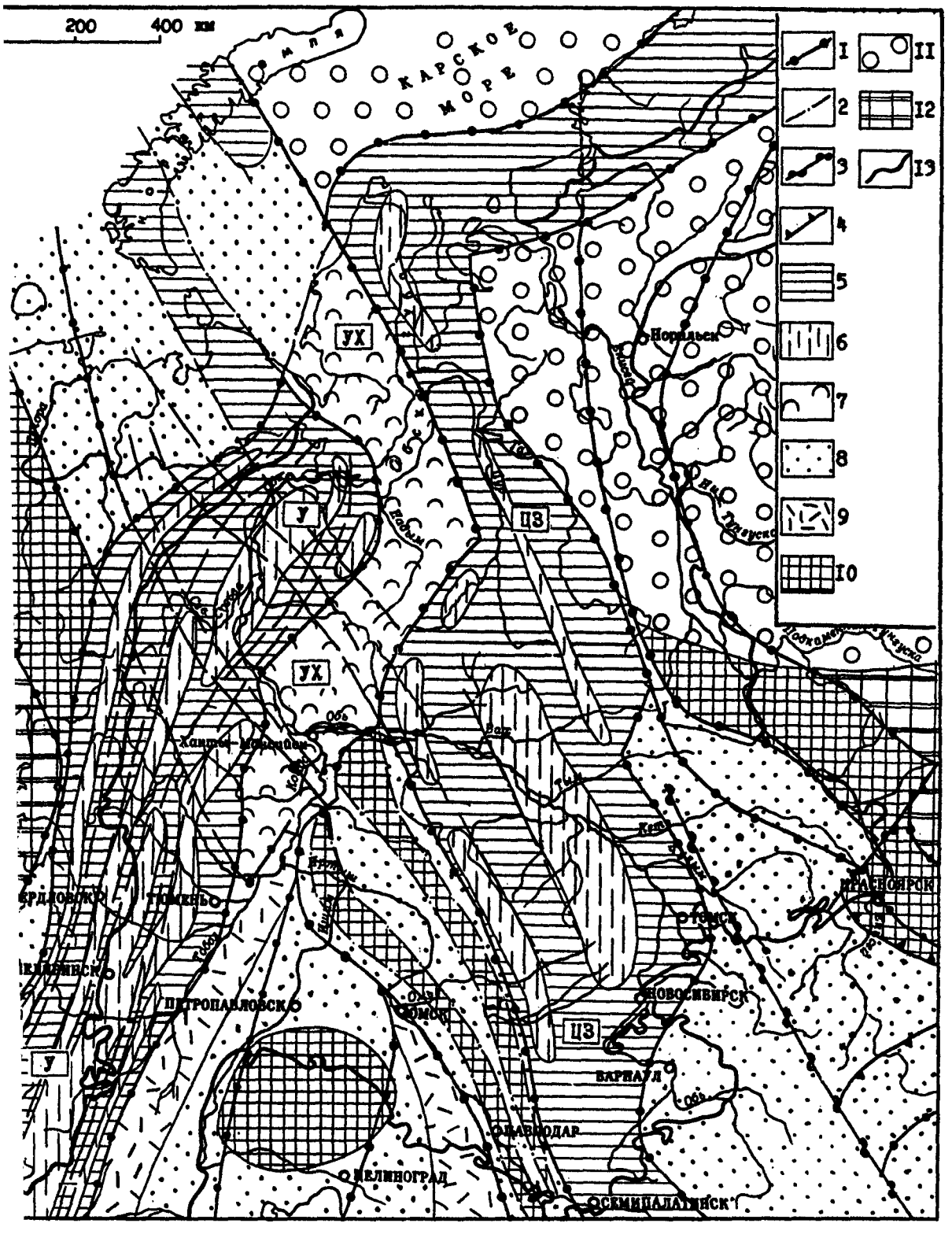
Рис.54

Условные обозначения к рисунку 54

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,6-поднятия ранней стадии геосинклинального этапа развития,7-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,8-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,9-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы,I0-унаследованно-наложенные прогибы и впадины, II-поднятия в пределах областей раннепалеозойской и допалеозойской складчатости,I2-впадины на срединных массивах,I3-поднятия на срединных массивах,I4-платформенные области с формированием чехла,I5-поднятия платформенных областей,I6-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте: У-Уральская геосинклиналь,СЧ-Салымско-Чингизтарбагатайская геосинклинально-складчатая система,УХ-Уват-Хантымансийский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕМ ДЕВОНЕ

Составил Ѳ.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

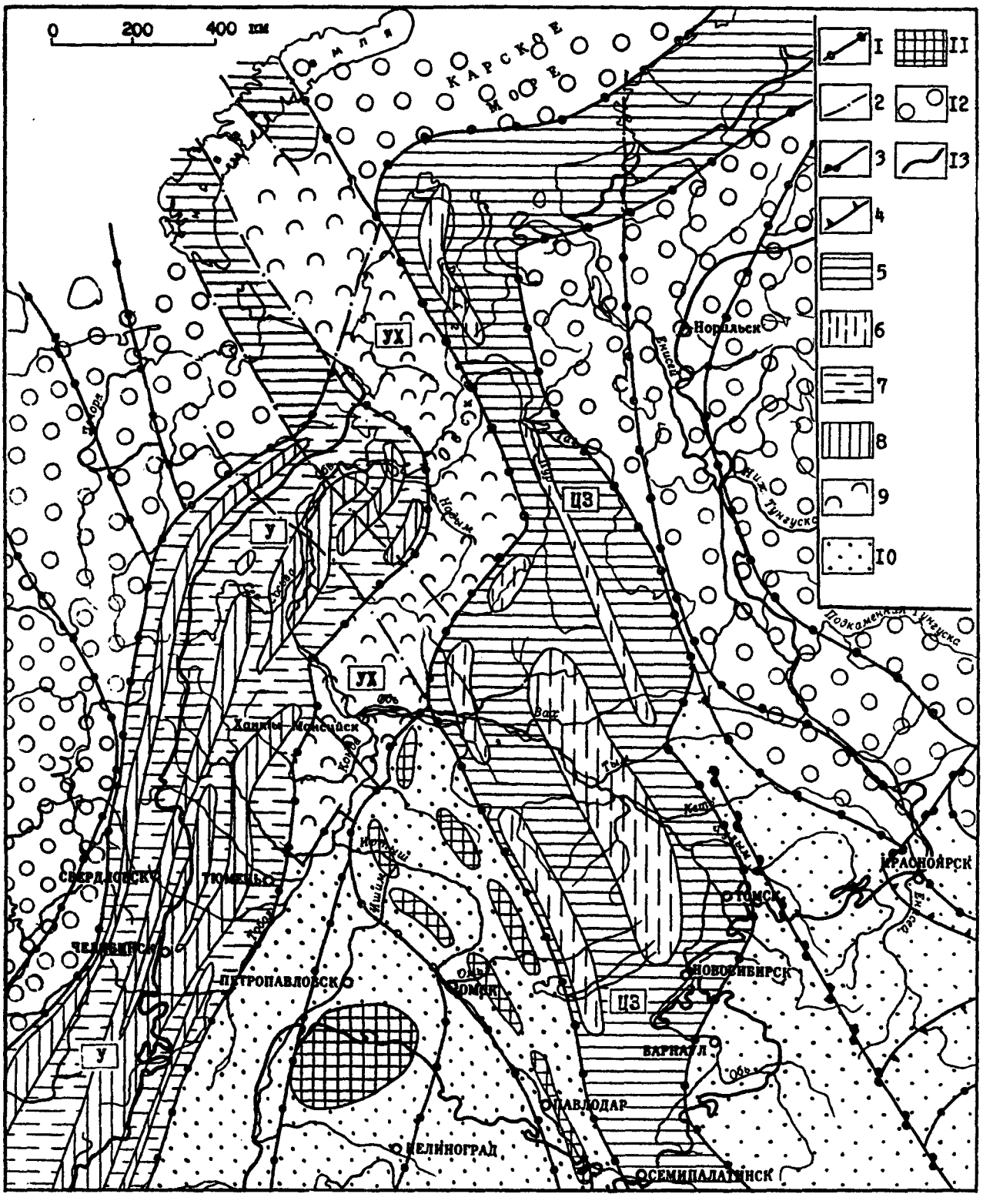
Рис.55

Условные обозначения к рисунку 55

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,6-поднятия ранней стадии геосинклинального этапа развития,7-срединные массивы с формированием чехла,8-унаследованно-наложенные прогибы и впадины, 9-краевые вулканические пояса,I0-поднятия-выступы геосинклинально-складчатых комплексов,II-платформенные области с формированием чехла,I2-поднятия в пределах платформенных областей с добайкальским основанием,I3-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте: У-Уральская геосинклиналь,УХ-Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив,ЦЗ-Центрально-Западносибирская геосинклиналь.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

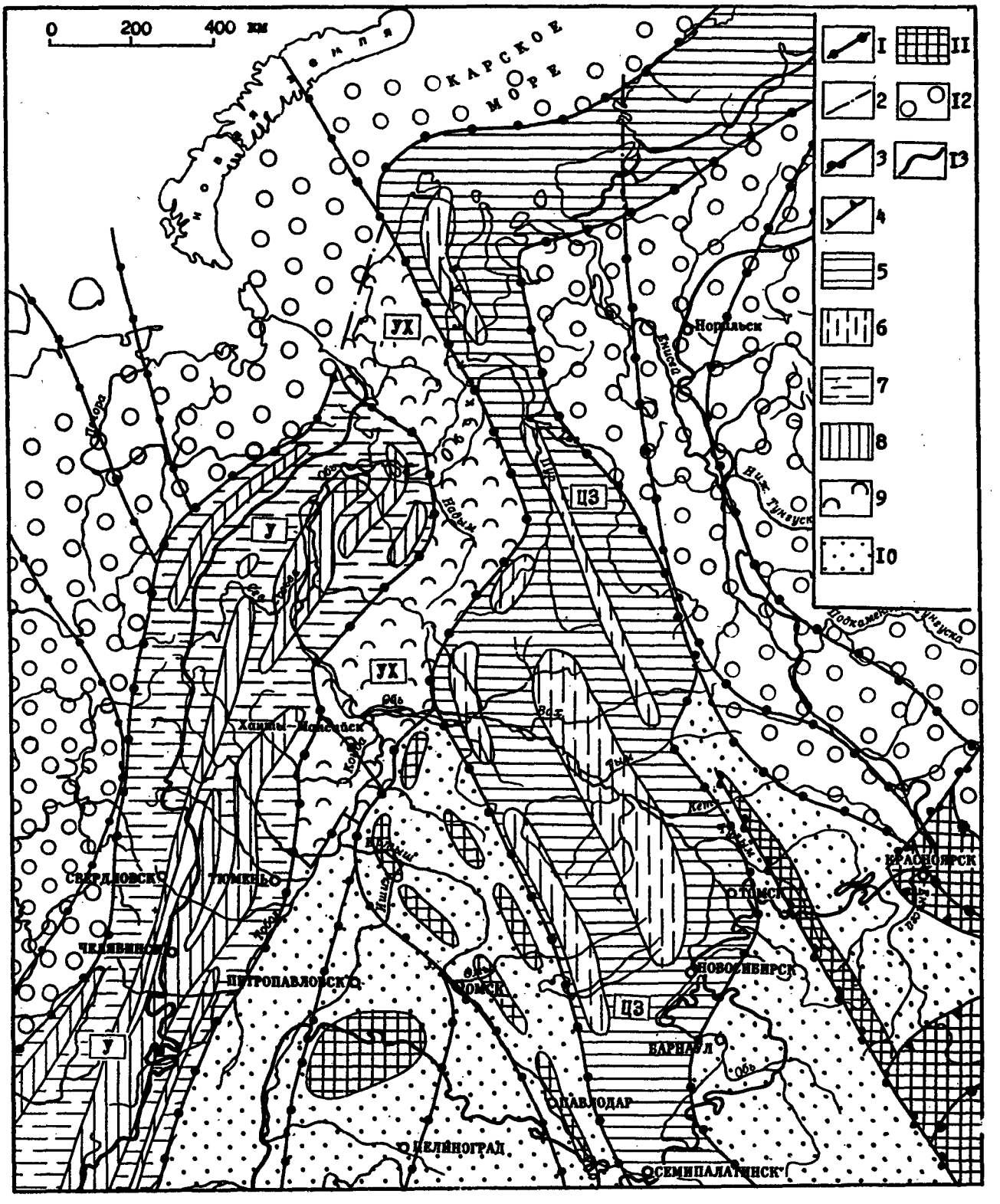
Рис.56

Условные обозначения к рисунку 56

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон, 3-глубинные разломы-сдвиги, 4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия, 5-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития, 6-поднятия ранней стадии геосинклинального этапа развития, 7-прогибы поздней стадии геосинклинального этапа развития, 8-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития, 9-срединные массивы с вероятным развитием чехла, I0-унаследованно-наложенные прогибы и впадины, II-поднятия в пределах геосинклинально-складчатых систем, завершивших развитие, I2-платформенные области с образованием чехла, I3-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте: У-Уральская геосинклиналь, УХ-Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив, ЦЗ-Центрально-Западносибирская геосинклиналь.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕМ КАРБОНЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

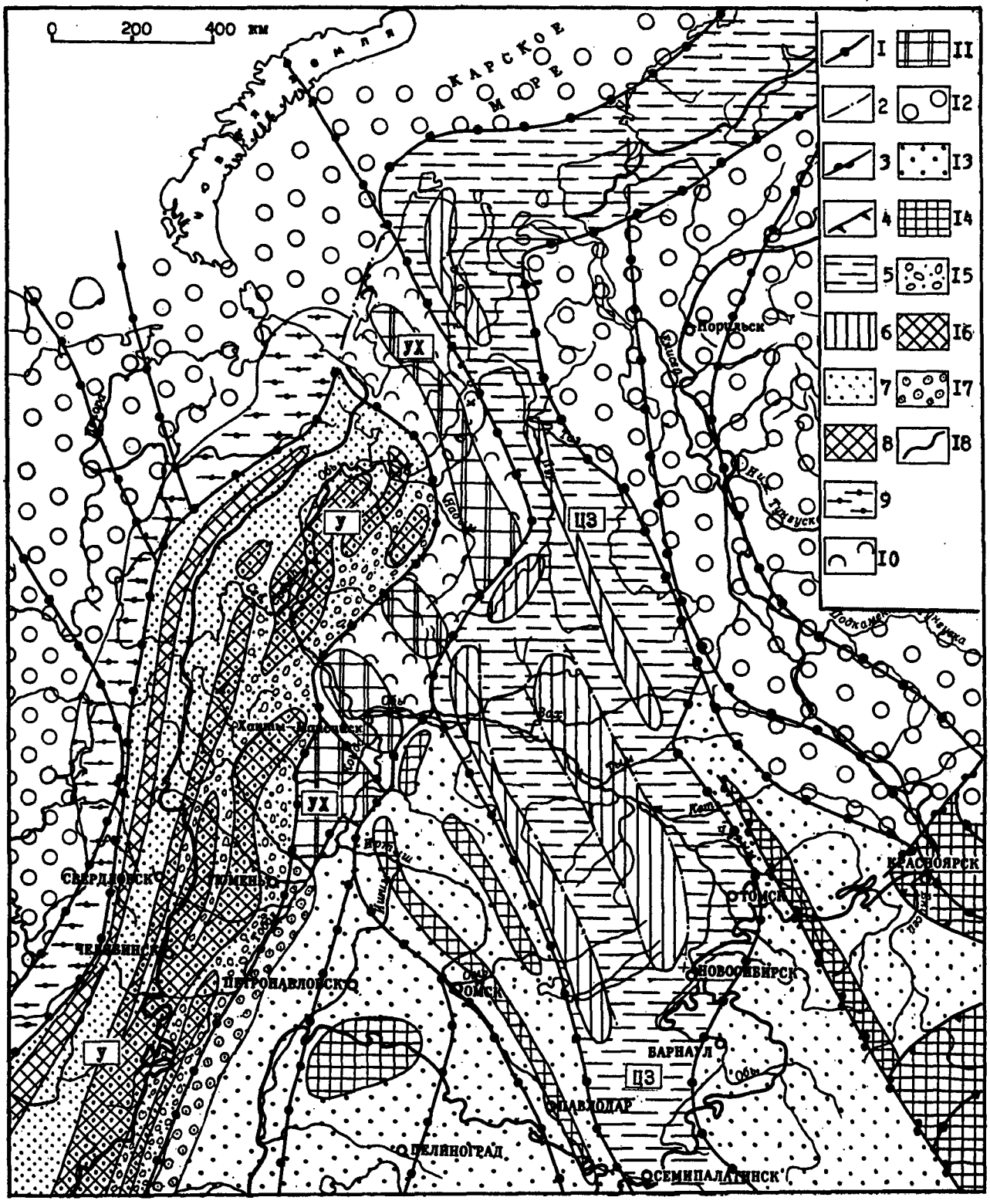
Рис.57

Условные обозначения к рисунку 57

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-прогибы ранней стадии геосинклинального этапа развития,6-поднятия ранней стадии геосинклинального этапа развития,7-прогибы поздней стадии геосинклинального этапа развития,8-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития,9-срединные массивы с вероятным развитием чехла,I0-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,II-поднятия в пределах геосинклинально-складчатых систем,завершивших свое развитие,I2-платформенные области с формированием чехла, I3-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте: У-Уральская геосинклиналь, ЦЗ-Центрально-Западносибирская геосинклиналь,УХ-Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

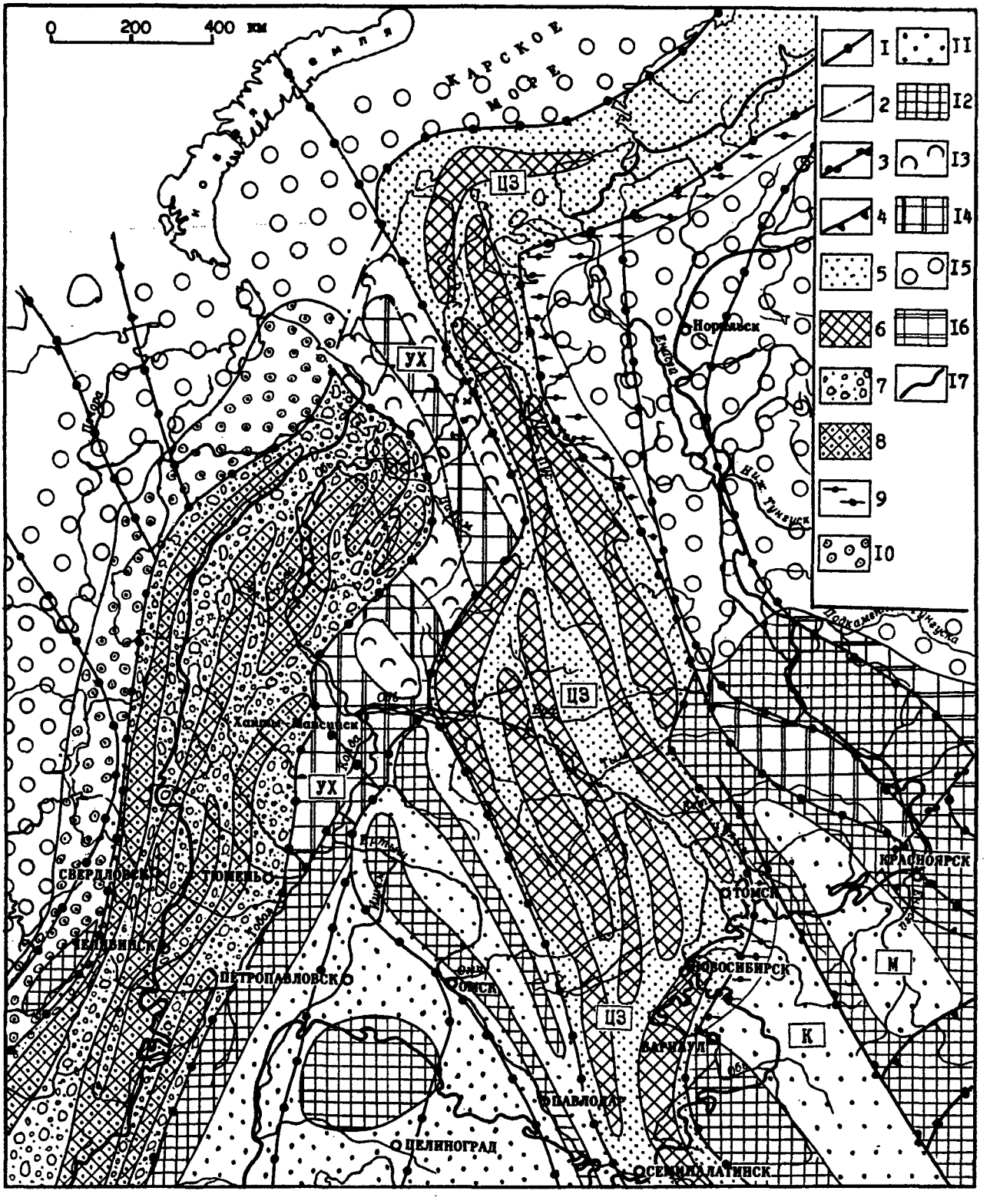
Рис.58

Условные обозначения к рисунку 58

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-прогибы поздней стадии геосинклинального этапа развития,6-поднятия поздней стадии геосинклинального этапа развития,7-синклинории ранней стадии орогенного этапа развития,8-антиклинории ранней стадии орогенного этапа развития,9-внешние зоны краевых прогибов стадии нижней молассы,I0-прогибы и впадины на срединных массивах,II-поднятия срединных массивов,I2-платформенные области с формированием чехла,I3-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,I4-выступы и поднятия геосинклинально-складчатых комплексов,I5-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,I6-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,I7-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы,I8-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте; У-Уральская геосинклинально-складчатая система, УХ-Уват-Хантыманcийско-Ямальский срединный массив,ЦЗ-Центрально-Западносибирская геосинклиналь.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕЙ ПЕРМИ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

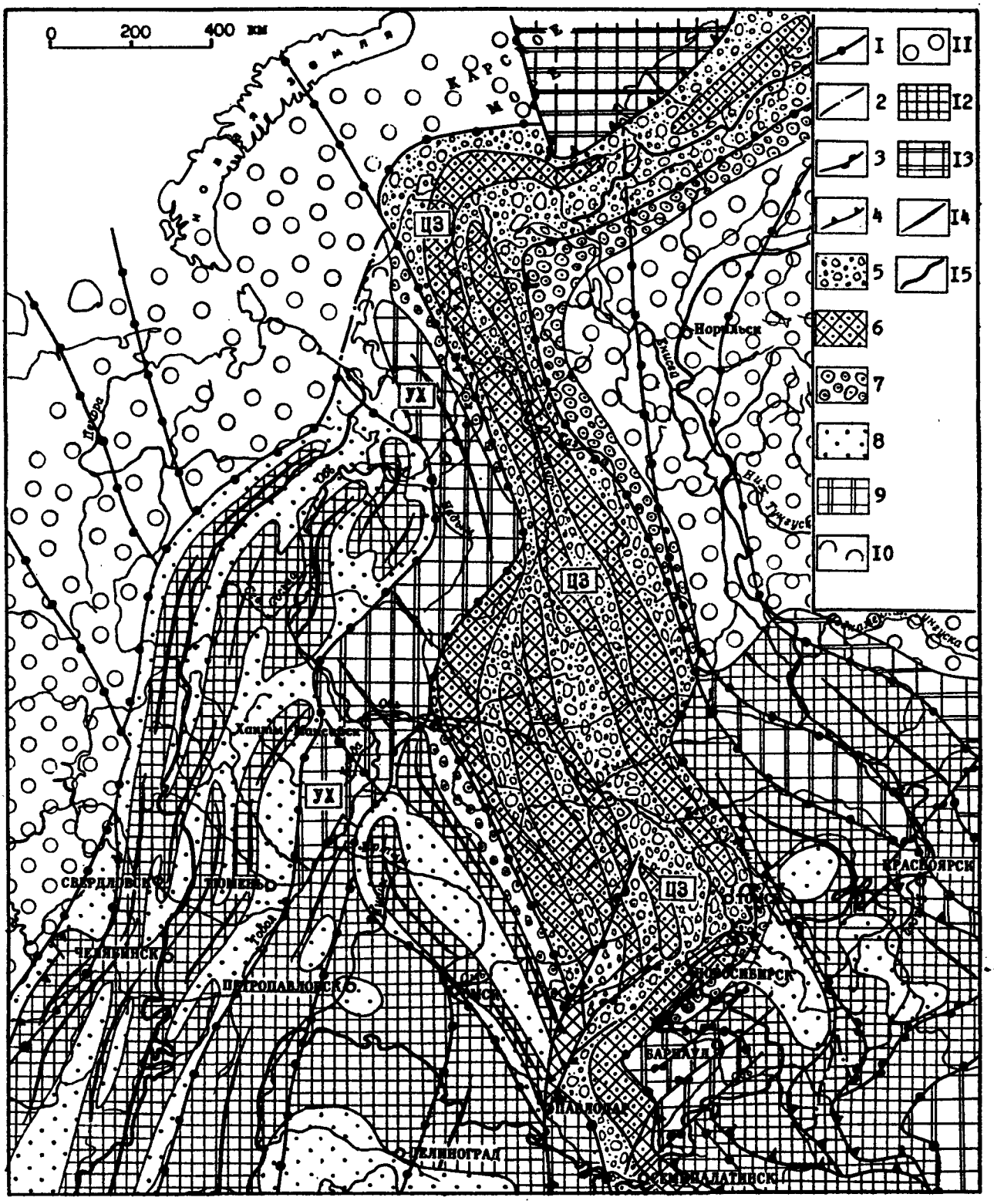
Рис.59

Условные обозначения к рисунку 59

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-синклинории ранней стадии орогенного этапа развития,6-антиклинории ранней стадии орогенного этапа развития,7-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,8-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,9-внешние зоны краевых прогибов стадии нижней молассы,I0-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы, II-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,I2-выступы геосинклинально-складчатых комплексов,I3-прогибы и впадины на срединных массивах,I4-поднятия на срединных массивах,I5-платформенные области с развитием чехла,I6-поднятия в пределах платформенных областей с архейско-протерозойским фундаментом,I7-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте: УХ-Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив,ЦЗ-Центрально-Западносибирская геосинклинально-складчатая система,М-Минусинский межгорный прогиб,К-Кузнецкий прогиб.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

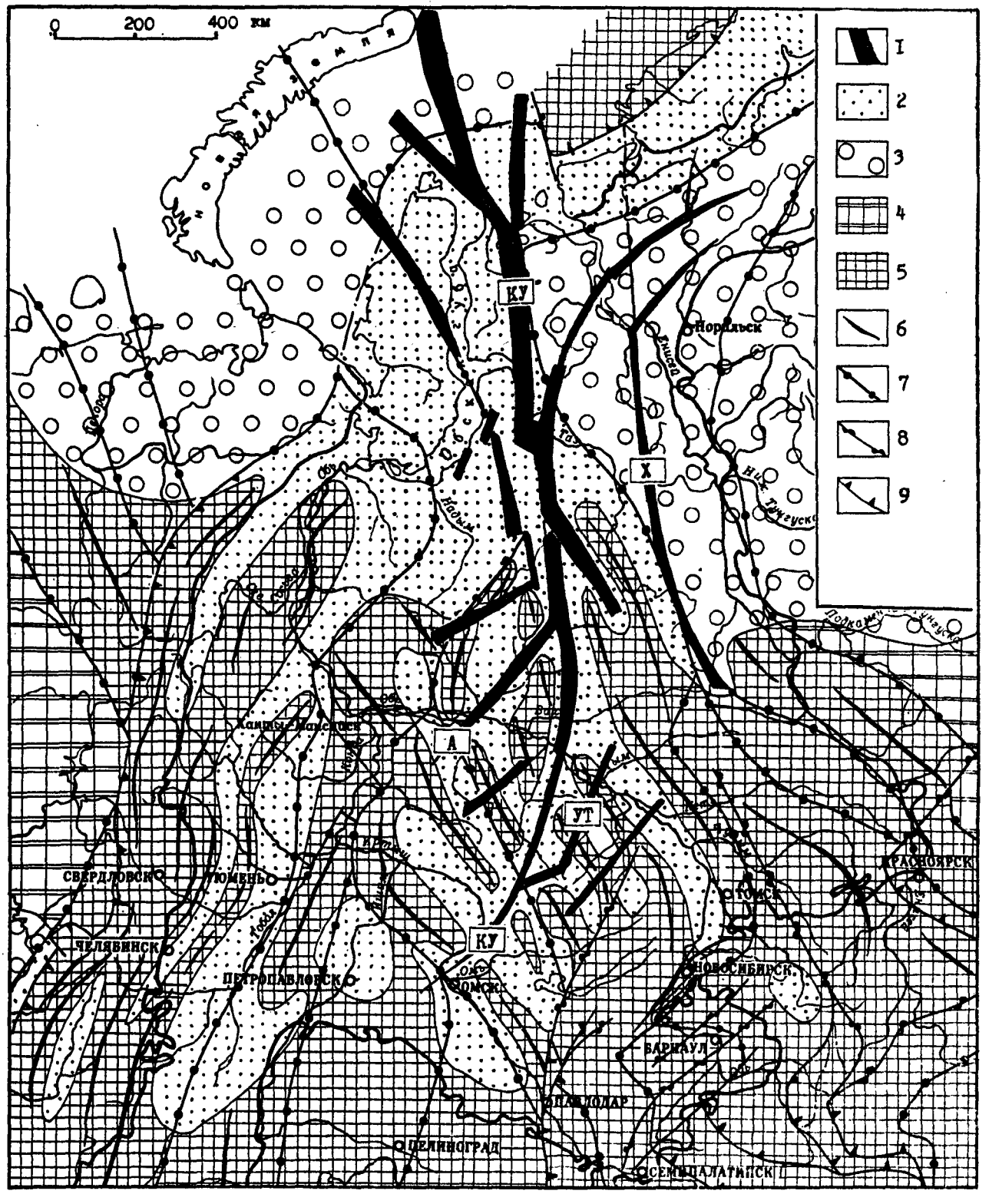
Рис.60

Условные обозначения к рисунку 60

I-краевые глубинные разломы геосинклинально-складчатых систем, 2-глубинные разломы структурно-формационных зон,3-глубинные разломы-сдвиги,4-глубинные разломы-надвиги и зоны смятия,5-синклинории поздней стадии орогенного этапа развития,6-антиклинории поздней стадии орогенного этапа развития,7-внешние зоны краевых прогибов стадии верхней молассы,8-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,9-зоны поднятий срединных массивов,I0-зоны возможного формирования чехла на срединных массивах,II-платформенные области с формированием чехла,I2-поднятия в пределах геосинклинально-складчатых систем с завершенной складчатостью,I3-поднятия платформенных областей,I4-оси антиклинорных зон,I5-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Буквы на карте: ЦЗ-Центрально-Западносибирская геосинклинально-складчатая система,УХ-Уват-Хантымансийско-Ямальский срединный массив.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕМ ТРИАСЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

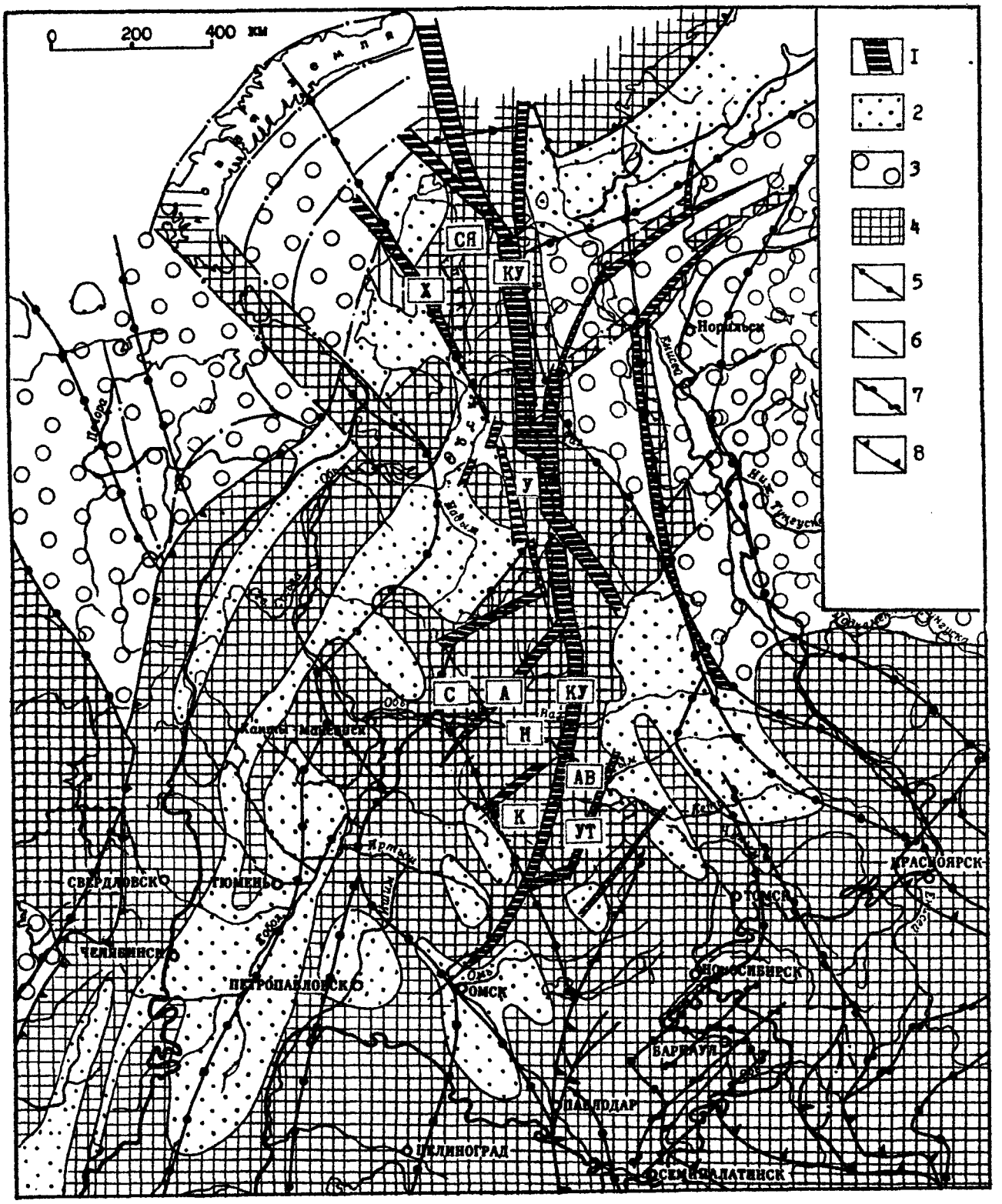
Рис.61

Условные обозначения к рисунку 6I

I-рифтовые зоны,2-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,сложенные преимущественно эффузивными и вулканогенно-осадочными образованиями, генетически обусловленными рифтогенезом,3-платформенные чехлы,4-поднятия в пределах платформ с дорифейским фундаментом,5-поднятия в пределах фанерозойских геосинклинально-складчатых систем,6-оси антиклинорных зон,7-краевые разломы геосинклинально-складчатых систем,8-разломы-сдвиги,9-разломы-надвиги и зоны смятия. Буквы на карте: КУ-Колтогорско-Уренгойский рифт, А-Аганский рифт,Х-Худосеевский рифт,УТ-Усть-Тымский рифт.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В КОНЦЕ ТРИАСА

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

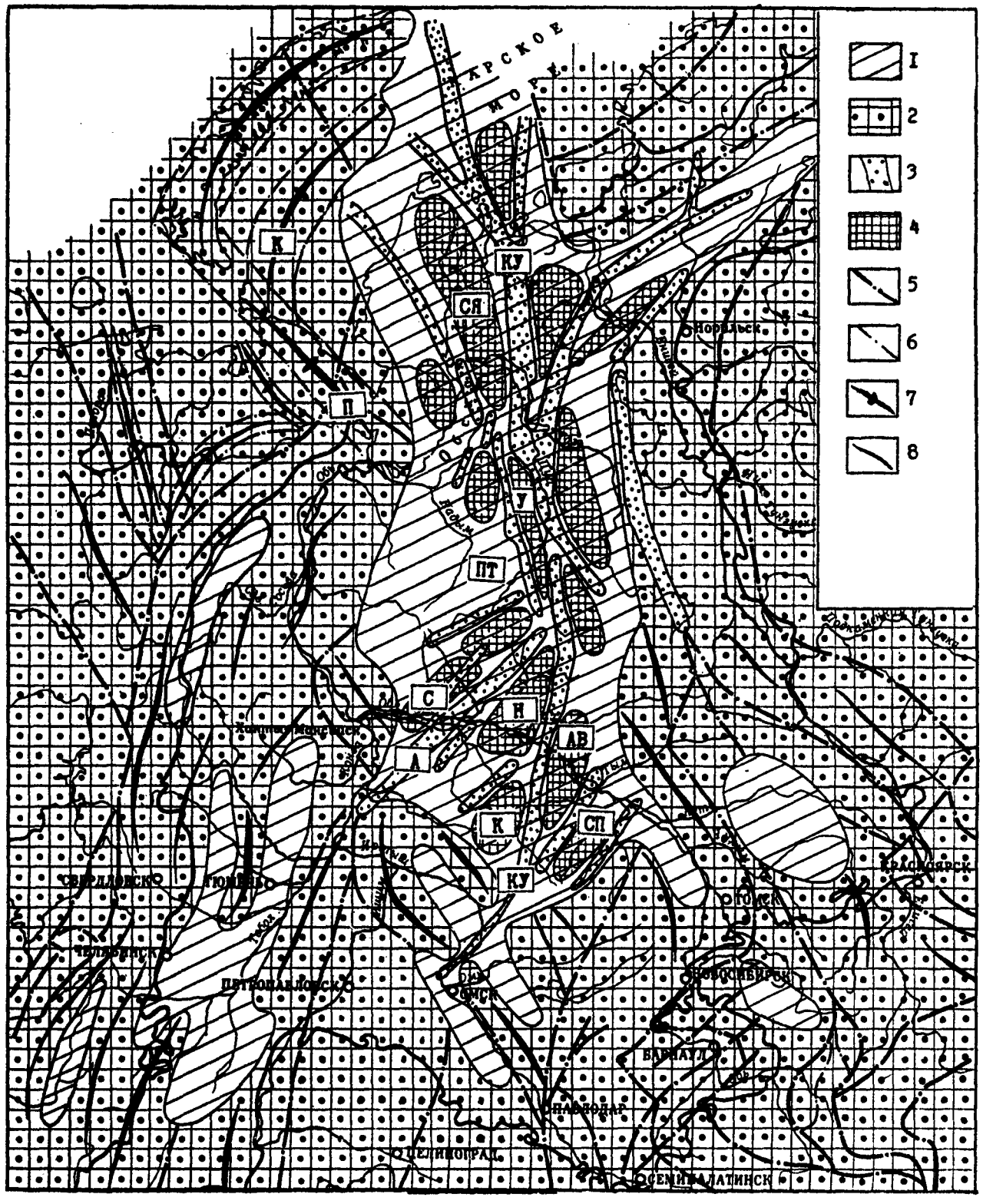
Рис.62

Условные обозначения к рисунку 62

I-грабен-рифты,2-унаследованно-наложенные прогибы и впадины, 3-платформенные чехлы,4-поднятия,5-краевые разломы геосинклинально-складчатых систем,6-разломы блоковых структур триасового периода,7-разломы-сдвиги,8-разломы-надвиги и зоны смятия. Буквы на карте: КУ-Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, А-Аганский грабен-рифт,УТ-Усть-Тымский грабен-рифт,Х-Худуттейский грабен-рифт,К-Каймысовское поднятие,АВ-Александровско-Васюганское поднятие,Н-Нижневартовское поднятие,С-Сургутское поднятие,У-Уренгойское поднятие,СЯ-Северо-Ямальское поднятие.

КАРТА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В РАННЕЙ ЮРЕ

Составил О.Г.Жеро



Условные обозначения на следующей странице

Рис.63

Условные обозначения к рисунку 63

I-прогибы /инициальные депрессии Западно-Сибирского седиментационного бассейна/,2-поднятия,3-конседиментационные желоба,унаследующие грабен-рифты,4-конседиментационные поднятия,унаследующие межрифтовые блоки фундамента и вдольрифтовые поднятия,5-разломы, разграничивающие складчатые системы и блоки,6-триас-раннеюрские разломы,7-раннеюрские горст-антиклинории,8-оси антиклинорных зон фанерозойских складчатых систем. Буквы на карте: ПТ-Пур-Тазовская депрессия,КУ-Колтогорско-Уренгойский желоб,А-Аганский желоб,К-Каймысовское поднятие,СП-Сенькино-Пудинское поднятие,АВ-Александровско-Васюганское поднятие,Н-Нижневартовское поднятие,С-Сургутское поднятие,У-Уренгойское поднятие,СЯ-Северо-Ямальское поднятие, П-Пайхойский горст-антиклинорий,К-Карский горст-антиклинорий.

ГЛАВА 6

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

Перспективы нефтегазоносности Западной Сибири исторически в 30-40-х годах связывались с палеозойскими отложениями и только открытие Березовского газа в начале пятидесятых годов со всей очевидностью показало на перспективность мезозоя. Дальнейшее развитие поисков и разведки привело к открытию уникальной мезозойской нефтегазоносности и созданию главной базы по добыче нефти и газа в нашей стране.

На возможную нефтегазоносность палеозойских отложений Западной Сибири в 30-40-х годах указывали И.М.Губкин, В.Г.Васильев, М.К.Коровин, Н.А.Кудрявцев, Д.Л.Степанов, М.М.Чарыгин, Н.С.Шатский /110,175,272,274/.

В период с 1947 г. по 1955 г. основное внимание геологов было сосредоточено на поисках нефти в крупных палеозойских унаследованно-наложенных впадинах складчатого обрамления плиты (Минусинских, Кузнецкой, Карагандинской, Тенгизской) и в мезозойских грабенах Зауралья (Челябинском, Буланаш-Елкинском и др.).

Большой объем бурения был выполнен в эти годы в Южно- и Северо-Минусинской впадинах, где были разбурены практически все крупные положительные структуры. Перспективы связывались со средне-девонскими отложениями, в которых имели место многочисленные нефте- и газопроявления. Однако, промышленных притоков получить не удалось. Не более успешными были в Кузнецком прогибе, Карагандинской и Тенгизской впадинах, где также выявлены только многочисленные нефте- и газопроявления /42,68,69/. Следует отметить,что в Кузнецком прогибе бурением не изучены перспективные девонские и нижнекаменноугольные отложения в Центральной части, где глубины до этих горизонтов 4,5-5,0 км.

В Карагандинской впадине глубоким бурением были изучены все крупные положительные структуры, но сколько-нибудь обнадеживающих результатов получено не было. В Тенгизской и Зайсанской впадинах работами были также установлены малые перспективы на нефть и газ этих депрессий.

Важными для оценки перспектив триасовых отложений севера Западно-Сибирской плиты являются результаты поискового бурения в Челябинском грабене, где из угленосных триас-нижнеюрских отложений были получены незначительные притоки нефти. Учитывая известные нефтепроявления в этих же отложениях в Анохинском, Буланаш-Елкинском и других грабенов Зауралья становится очевидным, что среди триас-нижнеюрских отложений присутствовали нефтегенерирующие слои и только современное крайне ограниченное развитие данных отложений на юге и в центре плиты не позволяет рассчитывать на открытие в них большого числа залежей нефти.

На возможную перспективность палеозойских отложений в 50-х начале 60-х годов в разной форме указывали Ф.Г.Гурари, И.И.Нестеров, В.Д.Наливкин, Н.Н.Ростовцев, Г.П.Сверчков, А.А.Трофимук. В основу положительной оценки перспективности на нефть и газ палеозойских отложений в это время были положены результаты интерпретации региональных геофизических работ опорного и поискового бурения указывающих на то, что под мезозойским чехлом присутствуют палеозойские осадочные бассейны.

Однако, говоря о перспективности палеозойских отложений доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты Н.Н.Ростовцев в 1958 г. подчеркивал, что "... отложения фундамента Западно-Сибирской плиты пережили геосинклинальную стадию развития, что привело к высокому метаморфизму осадков, сложной местами весьма интенсивной их дислоцированности и широкому развитию разнообразных изверженных пород. Поэтому, главной задачей всех работ по поискам

нефти и газа в фундаменте является нахождение районов с ослабленным метаморфизмом, с ослабленной дислоцированностью. Это не значит, понятно, что во всех таких районах будут обнаружены нефть и газ, поскольку неизвестно, были ли благоприятные геологические условия во всех этих районах для нефтеобразования"(I,стр.225). Впервые размеры палеозойских осадочных бассейнов и мощность выполняющих их отложений были ориентировочно определены в 1967 г./77/. Сравнительный анализ объема осадочного выполнения и фациального состава бассейнов позволил создать карту перспектив нефтегазоносности. В этой работе было совершенно однозначно показано на локальность развития осадочных пород палеозоя, которые позволяют объективно рассчитывать на первичную их нефтеносность. Указывалось на широкое развитие молассовых позднегерцинских образований, хотя и относимых к категории перспективных, но естественно, не могущих рассматриваться благоприятными для генерации больших количеств углеводородов. Одновременно было отмечено, что зона дезинтеграции поверхности палеозойских пород предъюрским размывом представляет собой перспективный объект для поисков вторичных скоплений нефти и газа.

В 70-х годах, особенно в начале второй их половины, когда были получены первые промышленные притоки нефти из дезинтегрированных осадочных пород поверхности палеозойского комплекса, в юго-восточной части плиты разворачиваются планомерные работы по изучению строения и нефтеносности палеозойских отложений.

По решению Мингео СССР в 1974 году коллективами научно-исследовательских и производственных организаций была составлена первая комплексная пятилетняя программа изучения нефтегазоносности палеозойских отложений. В процессе ее реализации было установлено, что наиболее интересным в смысле возможной нефтегазоносности палеозоя является район Нюрольского бассейна, для которого в 1977

году по предложению Министерства геологии СССР была составлена дополнительная программа. В конце 1980 года по указанию Мингео СССР создается вторая комплексная программа изучения нефтегазоносности палеозоя на 1981-1985 г.г., т.е. на XI пятилетку.

Анализируя состояние проблемы можно констатировать, что работы по Программам 1974 и 1977 годов со всей очевидностью показали на ограниченность распространения и сложность тектоники потенциально первично нефтегазоносных палеозойских отложений в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Однако еще совершенно не исследованы палеозойские и триасовые осадочные бассейны в северной и северо-восточной частях плиты. Изучение этих бассейнов предусматривается работами Комплексной программы на 1981-1985 годы.

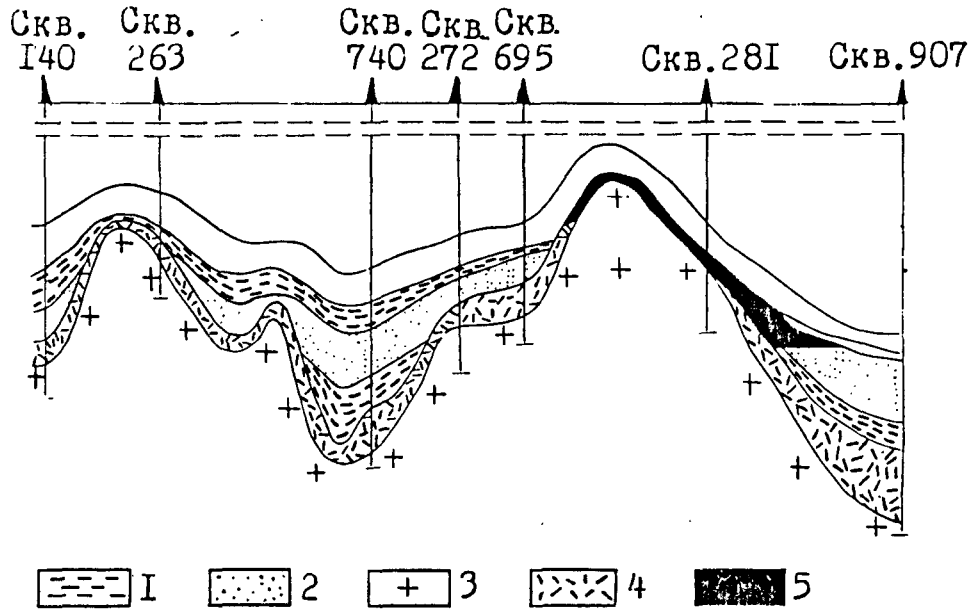
6.1. Месторождения и нефтегазопроявления в образованиях доюрского фундамента

Из палеозойских образований различных районов плиты были получены многочисленные промышленные и полупромышленные притоки нефти и газа, а также нефтегазопроявления. Количество площадей, на которых из палеозойских пород получены нефть или газ, непрерывно растет.

Впервые в Западной Сибири газ был получен из базальных горизонтов чехла и дезинтегрированной части доюрских пород поверхности фундамента в Березовском газоносном районе, а впоследствии в Шаимском и Красноленинском нефтяносных районах.

В этих районах доюрский фундамент представлен гранитоидами, гранито-гнейсами, метаморфическими породами и зеленокаменноизмененными эффузивами. В связи с этим нефть и газ в коллекторе дезинтегрированных метаморфитов и гранитоидов, естественно, связывалась с миграцией этих углеводородов из нижних горизонтов чехла (рис.64). Аналогичные геологические условия залегания нефти

Геологический разрез юрских отложений и коры выветривания фундамента Мартымья-Тетеревской группы месторождений нефти (по Журавлеву Е.Г., Лапинской Т.А., Файну Ю.Б. /82/).



I- глины и аргиллиты; 2- песчаники и алевролиты; 3- породы фундамента; 4- кора выветривания фундамента; 5- нефтяная залежь.

Рис. 64

выявлены в Межовском и Александровском нефтегазоносных районах.

На Межовском поднятии в скв.4, которая вскрыла порфировидные катаклазированные граниты на глубине 2249 м, из приконтактовой зоны (интер.2123-2249 м) был получен приток нефти дебитом 0,44-0,56 $м^3$/сут.

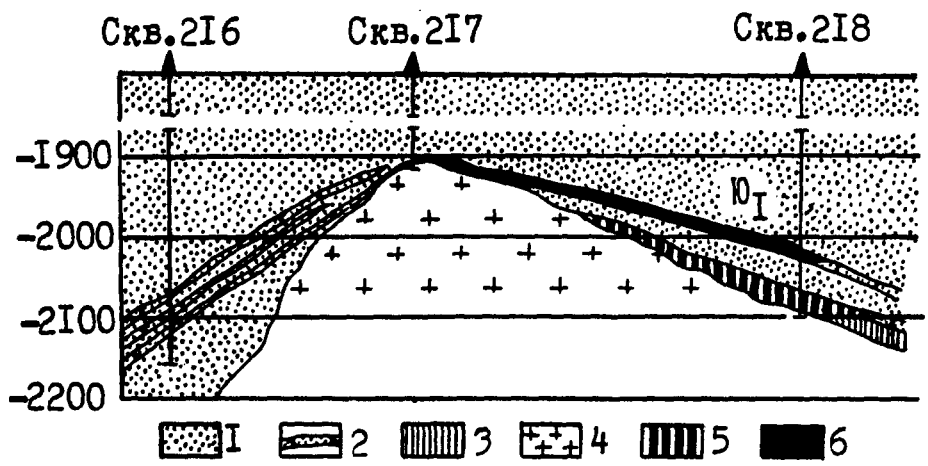
На Чебачьем поднятии, расположенном в Александровском районе, залежь нефти приурочена к зоне выветрелых пород гранито-гнейсового массива и выклинивающегося в его пределах базального песчаника тюменской свиты (рис.65). Дебиты нефти от 1 до 17,3 $м^3$/сут. Учитывая геологическое строение поверхности доюрского фундамента, где практически все крупные поднятия имеют в своем составе метаморфические и изверженные породы кислого состава, вероятно аналогичных залежей нефти и газа в корах выветривания и дезинтегрированных породах верхней части дочехольного комплекса будет открыто еще немало.

В последние годы было сделано много открытий залежей нефти и газа в палеозойских осадочных и слабометаморфизованных породах, среди которых особенно большие притоки были получены из карбонатных отложений девона.

Очень важным является открытие залежи нефти в зоне выщелоченных, трещиноватых известняков, слагающих выступ фундамента в районе г.Ханты-Мансийска. Здесь в скв. № 3 с глубины 3140-3144 метра получен приток нефти дебитом 200-250 $м^3$/сут.

Одним из первых нефтепроявлений в базальных слоях чехла и дезинтегрированной зоне палеозойских терригенных отложений было открыто в Колпашевской скважине 2 (инт.2860-2870). Полученная в небольшом объеме высокопарафинистая нефть имела следующий групповой химический состав: ароматических углеводородов 11,66%, нафтеновых - 6,96%, метановых - 74,18%, масляной фракции - 70,90%, плотность - 0,88 г/$см^3$.

Геологический разрез Чебачьего нефтяного месторождения
Составил Л.В.Смирнов



1-2- платформенный комплекс (2- пласты песчаника - Ю$_I$-индекс пласта); 3- тюменская свита; 4- Назинский гранитный массив; 5- зона дезинтеграции гранита; 6- нефтяная залежь.

Рис. 65

На Останинском месторождении в коре выветривания и дезинтегрированной зоне глинисто-кремнистых, глинисто-карбонатных сланцев и карбонатов выявлена залежь газа. Дебит газа 63 тыс.м^3/сут. В северной части структуры при испытании скважины 438 в интервале 2750-2770 м получен приток нефти 2,58 м^3/сут. Залежь нефти здесь расположена в кровле переотложенной коры выветривания (рис.66).

На Мыльджинской площади из скважины I, где палеозойские комплексы представлены измененными порфиритами, чередующимися с выветрелыми органогенными известняками при испытании открытым стволом низов тюменской свиты, коры выветривания и дезинтегрированной зоны палеозойских пород (инт. 2507-2556 м) был получен приток воды с нефтью дебитом I,33 м^3/сут. Незначительные газопроявления отмечены в кровле фундамента и в скважине 4 (инт. 2564-26I8 м).

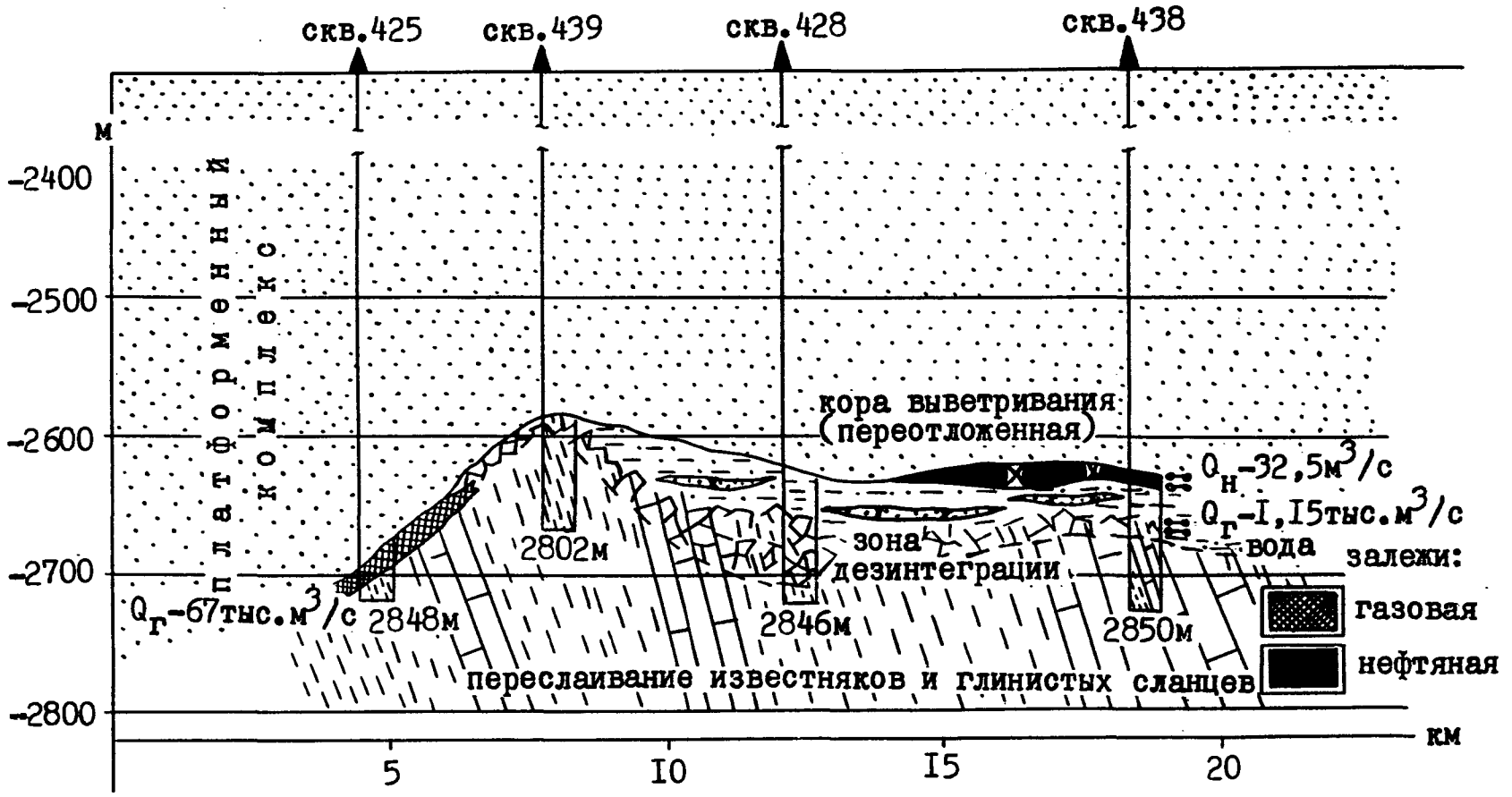
Из графитизированных углисто-глинистых сланцев фундамента на Верхне-Комбарской площади в скв.29I при испытании их совместно с тюменской свитой открытым стволом (инт.2790-2902 м) получили приток воды, газа и конденсата. Дебит газа при забойном давлении 92 атм.составил 50 тыс. м^3/сут. При комнатной температуре конденсат быстро испаряется и остается практически чистый парафин.

Незначительные газопроявления на Северо-Васюганской площади отмечены в песчаниках нижней части тюменской свиты и коре выветривания зеленокаменных диабазов и порфиритов.

Залежь нефти в серпентинитах и базальном пласте песчаника тюменской свиты выявлена на Фестивальной площади в скв.252, где испытателем пластов из инт.3067-3I00 м получили 0,6 м^3/нефти, а при опробовании инт.30I6-3I00 м открытым стволом был получен приток 2I,5 м^3/сут.

На Тай-Дасской площади в скв.2, вскрывшей на глубине 2629 м глинистые сланцы, из низов мезозоя (пласт Ю$_3$, инт.2600-26I9 м) извлечена мазеобразная, высокосмолистая, парафинистая нефть.

Геологический разрез Останинского месторождения (залежи приконтактовой зоны)
Составил Л.В.Смирнов



Примечание: строение палеозоя показано условно

Рис. 66

Из карстово-трещинного коллектора дезинтегрированной зоны поверхности палеозойских известняков, вскрытых на Медведевской площади в скв.6 (2690-2734 м), получен фонтан нефти дебитом 181,5 м^3/сут. Испытание производилось открытым стволом совместно с нижними горизонтами тюменской свиты.

На Северо-Останинской площади в скв.3, инт. 2793-2842 м. из кавернозных серых и светло-серых доломитов, слагающих здесь поверхность доюрского фундамента, получен приток нефти 38 м^3/сут. и газа 5 тыс. м^3/сут.

На Нижне-абаганской площади в скв.3 (инт. 2995-3010 м) из органогенных известняков поверхности доюрского фундамента получен приток нефти от 24 до 150 м^3/сут.

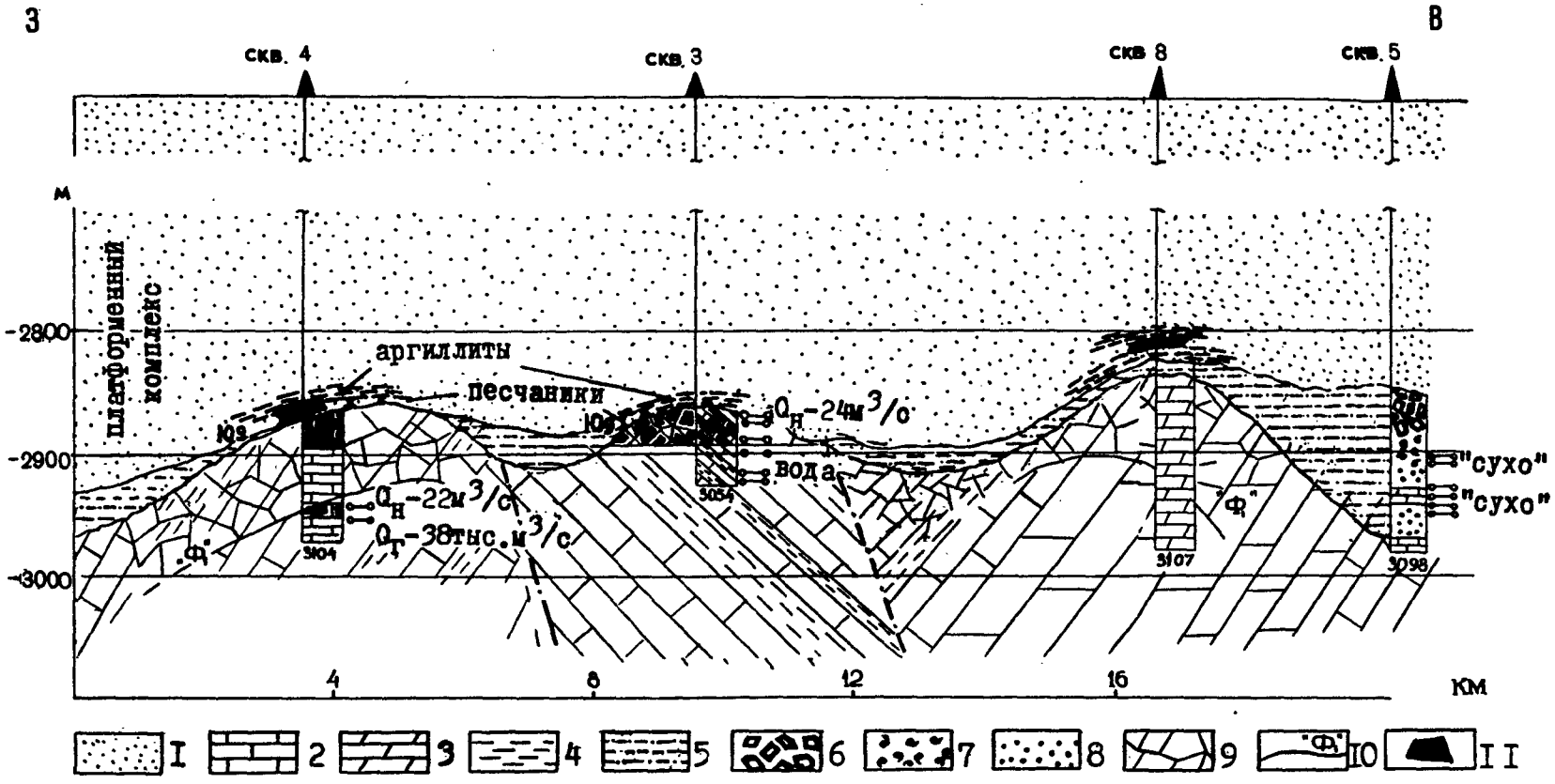
В скв.4 при испытании трещиноватых известняков (инт.3080-3090 м) приток нефти составил 22 м^3/сут. и газа - 38 м^3/сут (рис.67).

На Калиновой площади в скв.6 палеозойские образования вскрыты на глубину 180 м, где они представлены серыми и темно-серыми трещиноватыми известняками. Нефтесодержащий керн был поднят только при проходке верхних 20 метров трещиноватых и выщелаченных известняков. Полученный приток нефти дебитом до 19,7 м^3/сут. из интервала 2990-3005 м, что на 180 м глубже поверхности палеозоя вероятно обусловлен негерметичностью затрубного пространства и связью испытуемого интервала с нефтесодержащими дезинтегрированными породами верхней части палеозойского комплекса. При испытании зоны контакта в скв.1 получен приток водонефтяной эмульсии 1,1 м^3/сут.(рис.68).

На Урманской площади в скв.1 (инт. 3060-3073 м) из известняков, слагающих выступ фундамента, был получен приток нефти 38,4 м^3/сут. В скв.2 залежь приурочена к пласту бокситов,залегающих в карсте известняков (рис.69). Приток нефти в 2,5 м^3/сут.

Геологический разрез Нижне-Табаганского месторождения (залежи приконтактовой зоны)

Составил Л.В.Смирнов

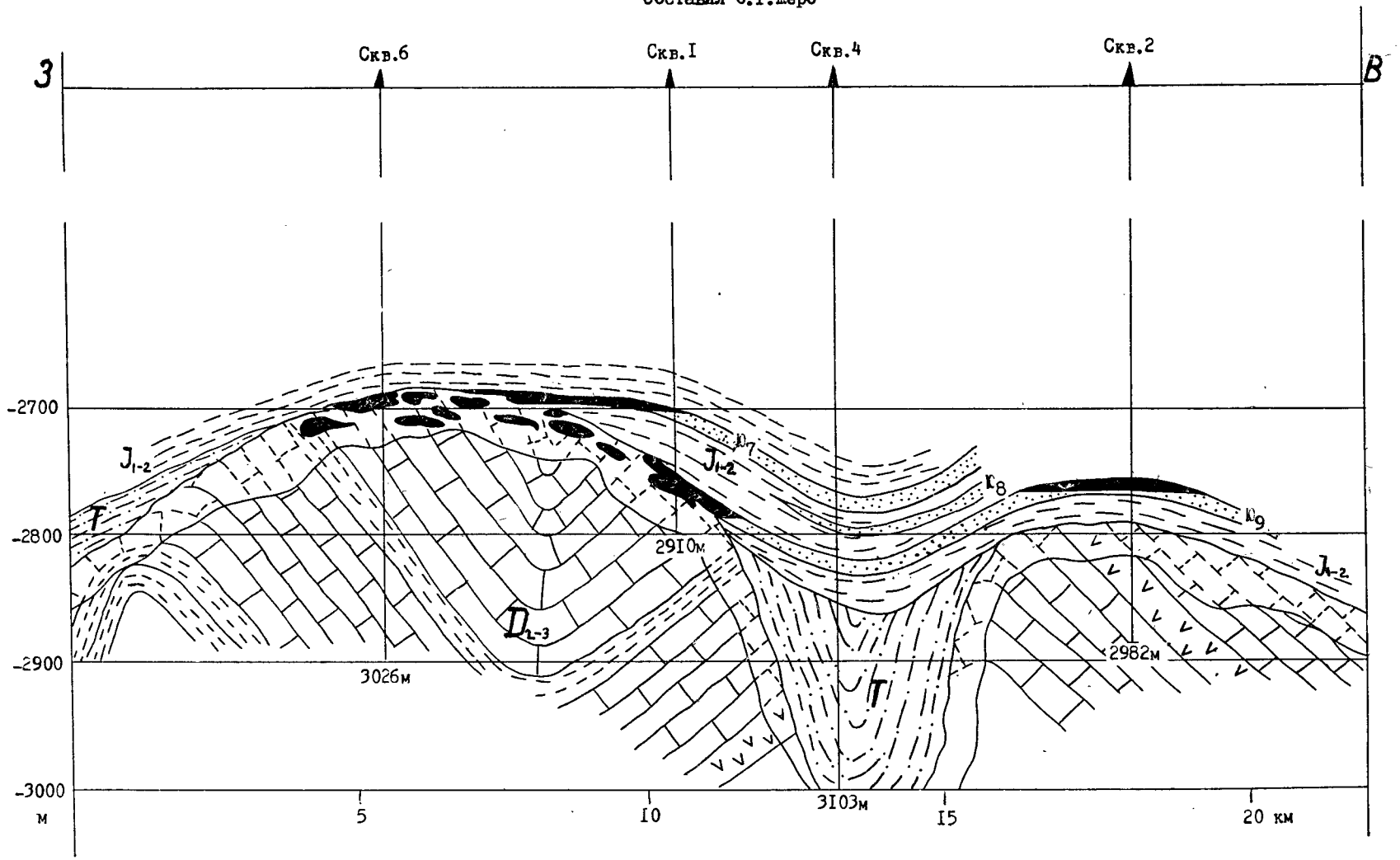


I-мезозойско-кайнозойские терригенные отложения; 2-известняки глинистые; 3-известняки массивные; 4-мергели; 5-терригенные отложения с туфогенным материалом кислого состава (рэт-лейас?); 6-глинисто-кремнистые отложения; 7-туфы кислого состава; 8-песчаники; 9-зона дезинтеграции пород палеозоя; 10-сейсмическая граница "$Ф_I$"(отраженная); II-нефтяные залежи. Примечание: строение палеозоя показано условно.

Рис. 67

Схема строения залежи нефти на Калиновой площади

Составил О.Г.Жеро

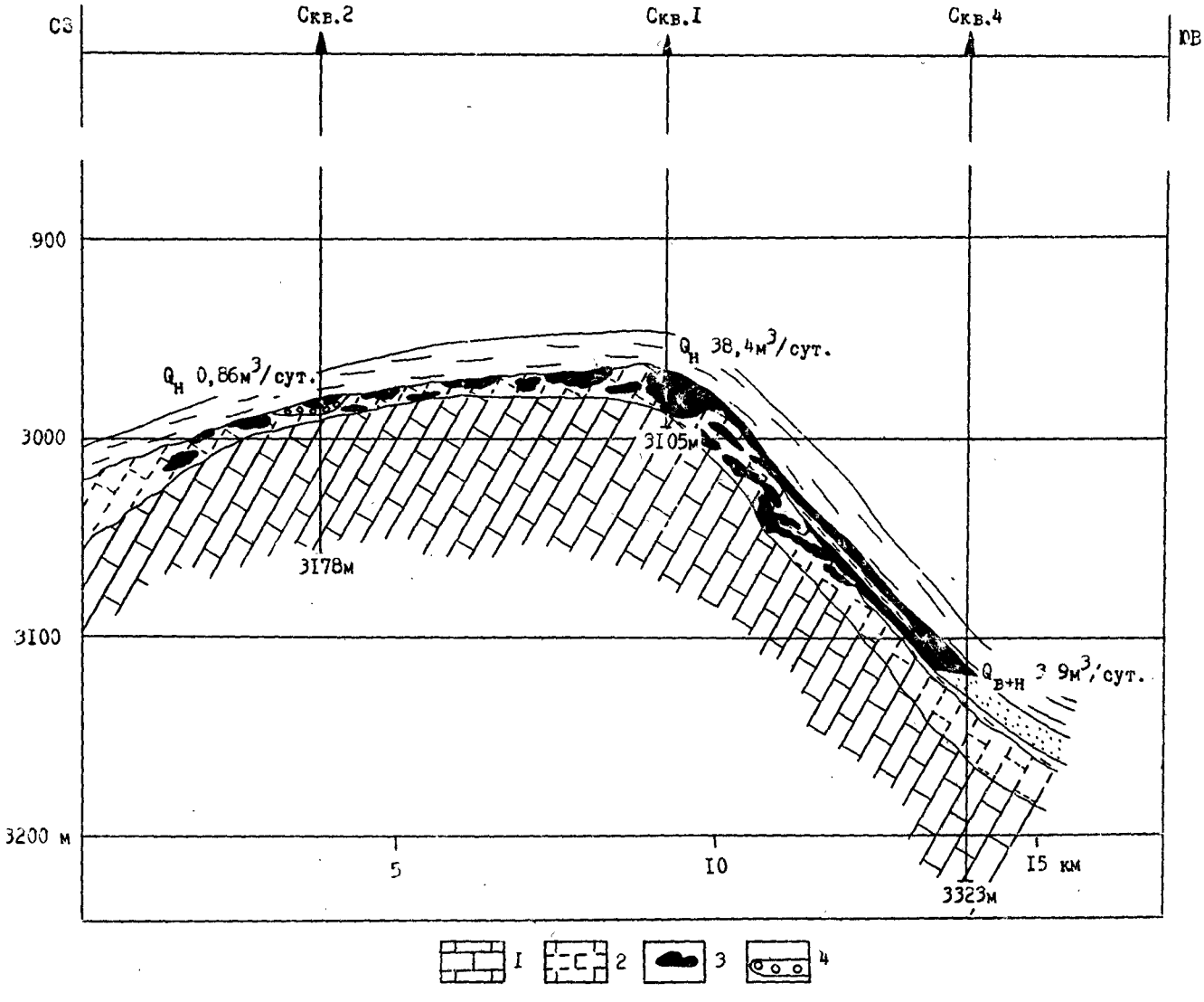


I – известняки, 2 – аргиллиты, 3 – эффузивы, 4 – алевролиты, 5 – зона трещиновато-кавернозных известняков, 6 – песчаники, 7 – залежи нефти

Рис.68

СХЕМА СТРОЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ НА УРМАНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Составил О.Г.Жеро



I - известняки среднего-верхнего девона, 2 - трещиновато-кавернозная зона известняков, 3 - залежи нефти, 4 - бокситы

Рис. 69

получен совместно с водой (42,7 $м^3$/сут). В скв.4 незначительный приток водонефтяной эмульсии отмечен несколько выше зоны контакта палеозоя в песчаниках триаса (рис.69). Проведение параметрического бурения в пределах Томской и Новосибирской области, задача которого заключалась во вскрытии на значительную глубину палеозойского комплекса и выяснение его нефтегазоносности, привело к получению чрезвычайно важных нефтепроявлений с глубин в несколько сотен метров и даже более километра от поверхности доюрского фундамента, сложенного в местах получения этих нефтепроявлений (Нюрольская впадина) в основном карбонатами девона и силура.

Значительное количество нефтепроявлений было зафиксировано как при бурении так и при испытании Малоичской параметрической скважины № 4. Скважина прошла по палеозойским породам с глубины 2838 м до 4600 м (1762 метра). Вскрытый разрез представлен известняками и доломитами от лудловского яруса до низов среднего девона. Породы на значительной части разреза дислоцированы, разбиты многочисленными трещинами. По данным Н.П.Запивалова и И.И. Плумана /84/ прямые признаки нефти в процессе бурения отмечались в интервале 3591-3599 м. Плотность нефти 0,9 г/$см^3$.

При испытании в открытом стволе интервала 3901-4600 м была получена легкая (0,78 г/$см^3$) нефть. Впоследствии, при испытании скважины в колонне в интервале 3735-3755 м была получена тяжелая (0,88 г/$см^3$) нефть. Многочисленные примазки нефти были отмечены в керне во многих интервалах от 3060 м до 3210 м /28/.

Второй параметрической скважиной, где получили нефтепроявления с больших глубин от поверхности палеозойских образований является Тамбаевская 3. Палеозойские породы вскрыты в интервале 3035-3988 м (забой). Разрез сложен силурийско-среднедевонскими известняками. Скважиной пройдено несколько карстовых горизонтов, представленных в одних случаях известняковыми песчаником (3318-

3329) в других (3587-3592 м) алевролитами серыми и бурыми с мелким обуглившимся растительным детритом. По данным каротажа глубже также встречены аналогичные интервалы, но меньшей мощности. Из одного из них получена минерализованная вода с дебитом перелива 378 $м^3$/сут. Минерализация от 45 до 56,I г/л. Нефтепроявления в виде пленки получены при опробовании в колонне интервала 3940-3954 м, а также в интервале 3034-3054, где нефть имеет плотность 0,8627 г/$см^3$, парафина - I4,3%, серы - 0,23%, смол силикогелевых 8,25%, асфальтенов следы /22/.

Нефтепроявления на большей глубине от поверхности палеозоя получены на Еллей-Игайской площади в параметрической скважине 2. Палеозойские отложения вскрыты скважиной в интервале 3024-4502 м (забой). Углы падения слоев по керну составляют 60^0 и более. При бурении были отмечены пленки нефти и разгазирование глинистого раствора в интервале (3370-3374 м) и (4083-4089 м). Ряд горизонтов имеет битумы по трещинам. При испытании в колонне интервала 3800-4I00 м был получен приток газа с нефтью и конденсатом. По данным В.И.Биджакова, А.С.Миндигалеева /22/ дебит газа составил 38,7 $м^3$/сут. нефти и конденсата - I,84 $м^3$/сут. Состав газа: метана - 94,55%, тяжелых углеводородов - 4,2%, азота - 0,I6%, углекислоты - 0,87%.

Нефть удельного веса 0,86 содержит серы - 0,I%, асфальтенов - 2,I%, силиналегевых смол - 3,6%.

Разнообразные нефтепроявления в палеозойских отложениях были обнаружены в Тургайском прогибе /72/. Наибольшее количество нефтепроявлений приурочено к терригенно-карбонатной толще нижнего карбона, они возрастают с глубиной, причем до глубины 200-250 м от эрозионной поверхности палеозойского комплекса присутствуют только твердые и мазеобразные битумы и густая нефть, а на глубине 450-500 м тяжелая смолистая нефть. Такое распределение нефтей

разной консистенции совершенно определенно указывает на присутствие углеводородов в нижнем карбоне еще до того, как породы подверглись денудации, т.е. это заведомо палеозойская нефть. Слабый приток (25-30 л в сутки) тяжелой смолистой нефти здесь был получен из скв.119 (инт.440-540 м).Новонежинской площади. Нефть анализировалась в лаборатории СНИИГГиМСа. Плотность нефти 0,91 г/см^3. Она содержит почти в равном количестве метановые, нафтеновые и ароматические углеводороды. Парафинов - 5,6%, асфальтенов - 1,17%, смол - 17,66%. Элементарный состав (%): С-85,82; Н-13,26; -0,44, - 0,48.

В 1963-73 гг. при бурении скважин на Кустанайском опорном профиле вновь были получены многочисленные нефтепроявления в каменноугольных известняках. В разрезах почти всех скважин имеются проявления вязкой нефти и твердых битумов. Приурочены они к трещинам, стилолитовым швам, зеркалам сложения и кавернам в известняках. На Щербаковской площади Кустанайского профиля скважиной 1 в интервале 977,2-1046,9 м (на 700 м глубже эрозионной поверхности палеозоя) были получены незначительные притоки густой нефти.

Разнообразные нефтепроявления в пределах западного борта плиты были получены из эффузивно-осадочной толщи триаса Челябинского, Анохинского и других грабенов.

Приведенные материалы показывают, что в палеозойских и триасовых отложениях нефть и газ встречены в разных тектонических условиях и типах пород. Они встречены в дезинтегрированных палеоэкзогенными процессами магматических (гранитоиды, базиты), метаморфических (глинистые, серицитовые, альбит-хлоритовые, альбит-кварц-серицитовые и другие сланцы) образованиях, а также в слабоизмененных процессами метаморфизма осадочных породах (известняках, аргиллитах, алевролитах, песчаниках). Нет закономерностей сосредоточения углеводородов и в стратиграфическом отношении: в настоящее

время нефтепроявления известны во всех подразделениях среднего и верхнего палеозоя и в триасовых образованиях. Необходимо отметить, что присутствие залежей нефти и нефтепроявлений в зоне выветрелых пород палеозойского фундамента имеет место только в пределах контуров нефтеносности мезозойских (юрских) отложений. Исключением из этого является северная часть Тургайского прогиба.

6.2. Основные закономерности состава и распространения нефтей нижних горизонтов чехла и образований доюрского фундамента

Геохимические исследования нефтей базальных горизонтов чехла и дезинтегрированной зоны палеозойских образований имеют большое практическое значение для прогнозной оценки потенциальных ресурсов глубоких палеозойских отложений. Дело в том, что в настоящее время среди исследователей нет единой точки зрения на возраст нефти не только дезинтегрированной зоны палеозойских образований, но и нефти, полученной в скважинах Малоичской 4, Еллей-Игайской 2 и Тамбаевской 3, с глубин во много сотен метров ниже поверхности доюрского комплекса. Существует по крайней мере четыре представления относительно источников этих нефтей:

I. Нефти как дезинтегрированных пород поверхности палеозойского комплекса, так и полученные со значительных глубин ниже этой поверхности генетически связаны с отложениями палеозоя.

2. Все нефти в палеозойских образованиях юго-восточной части плиты, в том числе и "глубинные", связаны генетически с нижними горизонтами чехла, а их миграция в палеозойский комплекс обусловлена с одной стороны специфическими гидродинамическими режимами в палеозойском и мезозойском интервалах разреза, а с другой - большой расчлененностью поверхности палеозойского комплекса.

3. Нефти дезинтегрированных пород поверхности палеозойского комплекса юго-востока плиты имеют комбинированный генезис, т.е.

они возникли в результате генерации углеводородов в глубинных горизонтах палеозойского комплекса и в нижних горизонтах чехла, впоследствии мигрировав в коллектор зоны дезинтеграции.

4. Нефти зоны дезинтегрированной поверхности палеозойского комплекса связаны с миграцией её из нижних горизонтов чехла, а глубинные - с палеозойскими отложениями.

Основной аргументацией этих представлений являются в большинстве случаев физико-химические характеристики нефтей, и практически совершенно опускается анализ геологических условий, в которых сформировались залежи нефти или нефтепроявления. По-видимому, только комплексный анализ геохимии и геологии нефтей из палеозойских образований даст возможность приблизиться к решению вопроса их возраста. Естественно, что вывод о степени перспективности палеозойских отложений, исходя из этих представлений, существенно различен.

Наиболее углубленно геохимия нефтей и рассеянного органического вещества пород палеозоя и нижних горизонтов чехла изучались в СНИИГГиМСе, ИГиГ СО АН СССР, ВНИГРИ /45,50,90,107,181,198,243, 244/. Нижеприводимые сведения по геохимии нефтей нижних горизонтов чехла и палеозойских отложений даются по упомянутым выше материалам.

Под нефтями нижних горизонтов чехла понимаются нефти из горизонтов $Ю_{2-10}$ тюменской свиты.

Нефти тюменской свиты характеризуются относительно большими изменениями плотности от 0,80 до 0,86 г/см^3 (табл.). Причем для более тяжелых нефтей (0,85-0,86 г/см^3) характерен очень большой процент масляных фракций (82-92%), тогда как легкие нефти (0,80-0,83 г/см^3) содержат большое количество бензиновых фракций (20-36%) /107/.

Чрезвычайно характерным показателем для этих нефтей является

их парафинистость. Содержание парафина чаще всего составляет 10-20 и более процентов, а максимальное в исследованных нефтях (таблица 6) достигает 43%.

Крайне важной является закономерность в распространении нефтей с высокой парафинистостью, заключающаяся в том, что они развиты в пределах районов, где мощность тюменской свиты существенно сокращена, а свита сложена субаэральными континентальными угленосными фациями (Сенькинская, Тайтымская, Колпашевская, Верхнесалатская площади).

В крупных же депрессионных зонах, где тюменская свита представлена наиболее полными разрезами с повышенным содержанием субаквальных фаций в нижней части, нефти характеризуются пониженным содержанием парафина, существенным увеличением нифтеново-ароматических углеводородов и, следовательно, значительно отличаются в целом от первой группы нефтей (Черемшанская, Нововасюганская, Вартовская площади). Углеводородный состав как тех, так и других нефтей тюменской свиты отличается повышенным содержанием метановых углеводородов в сравнении с другими группами. Количественное соотношение углеводородов чаще всего характеризуется закономерным уменьшением содержания от нормально метановых к изометановым, нафтеновым и нафтеново-ароматическим. А.Э.Конторович и О.Ф.Стасова /108/, основываясь на геохимической характеристике нефтей из тюменской свиты, относят их к группе террагенных, т.е. к нефтям, исходное органическое вещество которых имело существенно гумусовый состав. По предложенной ими классификации это нефти группы "А".

Нефтеносность наиболее древних слоев тюменской свиты (возможно дотюменских), чем встреченные на Черемшанской, Нововасюганской и Вартовской площадях, пока известна только в Нюрольской впадине на Урманской площади (скв.4, 3235-3240 м). Здесь нефть характеризуется минимальной парафинистостью и малым содержанием

углеводородов с одновременным увеличением доли нафтеново-ароматических (таблица 6). Эта нефть по классификации А.Э.Конторовича и О.Ф.Стасовой уже относится к другому типу, генетически связанному с аквагенным рассеянным веществом пород. Данный тип нефти (обозначенный буквой "С") характеризуется плотностью в пределах 0,81-0,82 г/см^3, сернистостью 0,1-0,3%, парафинистостью не выше 6%. Углеводороды насыщенного ряда распределяются по возрастанию содержания от нормально метановых к изометановым и нафтеновым. Эта нефть по углеводородному составу близка нефтям верхнеюрских и неокомских отложений центральных районов Западной Сибири /105,108/.

Геохимические исследования нефтей дезинтегрированной зоны палеозойских образований (эрозионно-тектонических выступов), проведенные А.Э.Конторович и О.Ф.Стасовой /107/ показывают, что среди них имеются нефти групп "А" и "С", т.е. генерируемых гумусовым и сапропелевым органическим веществом (таблица 7) в пространственном распределении этих групп намечается та же закономерность, что и в распределении нефтей тюменской свиты, а именно: в пределах выступов, над которыми происходит сокращение мощности тюменской свиты, и разрез представлен угленосными континентальными фациями присутствуют нефти группы "А" (Останинская, Верхнекомбарская площади); в наиболее глубоких депрессиях, каковой является Нюрольская впадина, где присутствуют более древние слои тюменской свиты (возможно дотюменские), представленные существенно субаквадронными фациями, в дезинтегрированной зоне палеозойских образований (эрозионно-тектонических выступах) присутствуют нефти группы "С".

Аналогичного типа нефти и также в Нюрольском районе были получены в процессе испытания параметрических скважин Малоичской 4 (3903-4600 м), Тамбаевская 3 (3940-3954 м) и Еллей-Игайской 2 (3850-3950 м) с глубин в несколько сотен метров глубже поверхнос-

Таблица 6

Физико-химический и углеводородный состав нефтей тюменской свиты (по А.Э.Конторовичу и О.Ф.Стасовой,1977)

Месторождение	Плотность	Содержание,%				Фракционный состав,%			Углеводородный состав,%							Тип нефти
		Сера	Парафин	Смолы	Асфальтены	Начало кипения 200°С	200-350°С	350°С	Начало кипения 200°С		Выше 200°С					
											Ме-Nп					
									Ме-Nп	Ar	Σ	н.Ме	изо-Ме	Nп	Nп-Ar	
Медведевское, скв.7 2521-2528 м	0,8290	0,12	20,20	7,26	2,80	11,70	29,10	59,20	98,20	1,80	87,39	42,32	29,25	15,81	12,61	А
Назинская, скв.7 2069-2126 м	0,8415	0,10	7,81	1,94	0,09	15,94	20,65	64,41	-	-	-	-	-	-	-	А
Вартовское, скв.330 2568-2606 м	0,8187	0,15	10,92	4,11	0,21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	А
Квартовое, скв.3 2948-2965 м	0,7955	0	20,00	2,78	0,10	36,12	37,02	26,86	90,90	9,10	87,82	47,26		40,46	12,18	А
Черемшанская, скв.1 3001-3008 м	0,7980	0,18	6,80	1,34	0	36,00	34,60	29,40	88,00	12,00	73,10	35,33	25,07	12,70	26,90	А
Верхнесалатское, скв.21 2480-2485 м	0,8151	0,04	25,20	2,91	0,10	19,00	28,40	52,60	92,00	8,00	83,92	41,68		42,24	16,08	А
Мыльджинское, скв.1 2504-2563 м	0,8661	0,66	13,42	6,93	3,71	3,28	4,16	92,56	93,80	6,20	-	-	-	-	-	А
Нововасюганская, скв.1 2914-2933 м	0,8671	0,46	8,00	6,87	0,44	13,66	31,65	54,69	85,00	15,00	-	-	-	-	-	А
Фестивальная, скв.252 3016-3100 м	0,8117	-	23,00	1,38	0,17	24,90	30,70	44,40	95,70	4,30	87,36	31,95	34,88	20,53	12,64	А
Крыловское, скв.1 2861-3061 м	0,8051	0,12	22,80	5,02	0,15	28,75	32,38	38,87	95,90	4,10	83,86	28,93		54,93	16,14	А
Крыловское, скв.1 2888-2910 м	0,8543	0,15	19,60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	А
Казанское, скв.3 2752-2771 м	0,8516	0,85	18,20	7,60	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	А
Сенькинская, скв.11 2347-2861 м	0,8540	0,17	43,03	6,52	0,83	3,20	10,33	86,47	-	-	-	-	-	-	-	А
Колпашевская, скв.2 2780-2861 м	0,8428	0,05	30,88	3,49	1,12	9,52	9,11	82,33	86,00	14,00	-	-	-	-	-	А
Тайтымская, скв.2 2600-2620 м	0,8527	0,10	31,84	10,18	2,76	4,64	7,42	87,94	93,00	7,00	89,80	31,21	46,30	12,29	10,20	А
Урманское, скв.4 3235-3240 м*	0,8460	-	5,79	3,50	0,20	30,10	31,90	38,00	90,80	9,20	65,68	-	-	-	34,32	С

* Данные ВНИГРИ

Таблица 7

Физико-химический и углеводородный состав нефтей дизентегрированной зоны палеозойских образований (по А.Э.Конторовичу, О.Ф.Стасовой,1977)

Месторождение (площадь), скв, глубина, м	Плотность	Содержание, %				Фракционный состав, %			Углеводородный состав, %							Тип нефти
		Сера	Пара-	Смолы	Асфаль-	Начало	200-350°С	350°С	Начало кипения 200°С		Выше 200°С					
											Ме-Nп					
									Ме-Nп	Ат	Σ	н.Ме	изо-Ме	Nп	Nп-Ат	
Медведевское, скв.6 2690-2794	0,8327	сл.	I9,53	3,22	0,52	20,62	25,7I	53,67	87,00	I3,00	-	-	-	-	-	A
Верхнекомбарское, скв.29I 2790-2902	0,8023	0,03	I7,50	0,28	0	26,60	34,00	39,40	95,70	4,30	93,86	44,36	35,80	I3,70	6,I4	A
Останинское, скв.426 2740-2772	0,8423	0,03	9,00	I,I0	0,30	9,60	30,00	60,30	-	-	83,50	I8,94	64,56		I6,50	A
Калиновое, скв.6 2990-3005	0,8I82	0,43	3,36	8,I8	2,I7	38,20	27,50	34,30	95,40	4,60	77,46	I3,82	27,45	36,I7	22,52	C
Верхтарское, скв.3 2692-2704	0,8I40	0,I6	6,20	4,06	0,73	25,30	3I,90	42,80	98,00	2,00	7I,33	I3,78	57,55		28,67	C
Малоичское, скв.2 2780-285I	0,8553	0,53	6,39	8,65	3,25	I8,80	27,30	53,90	92,00	8,00	70,32	I7,38	23,2I	29,73	29,68	C
Урманское, скв.I 3060-3I05	0,8845	0,35	6,I6	II,89	I,57	I4,80	3I,00	54,20	95,00	5,00	67,0I	II,65	23,I6	32,20	32,99	C

ти палеозойских образований. А.Э.Конторович и О.Ф.Стасова /107/ убедительно показали, что решающим фактором в формировании нефтей разного типа является состав рассеянного органического вещества пород, генерирующих нефть, а не возраст отложений, как нередко утверждается, хотя рассеянное органическое вещество однотипных фаций, но существенно разного возраста слоев непременно имеет некоторые отличия. Естественно,должны быть различия нефтей морских терригенных образований мезозоя и морских карбонатно-глинистых пород девона. Совершенно естественно также, что нефти,полученные с больших глубин от поверхности палеозойских образований, должны были бы претерпеть более значительные катагенетические преобразования, чем наблюдаемые в нефтях глубинных интервалов палеозоя.

Дифференциация нефтей из мезозойских и палеозойских пород по изотопному составу углерода /181/, как видно из таблицы 8 не дает однозначного решения: нефти разных геологических объектов и разных типов имеются как изотопно тяжелые, так и изотопно легкие. Следовательно в настоящее время пока нет достаточно уверенных геохимических критериев для утверждения о существенной специфичности нефтей из палеозойских образований в сравнении с нефтями самых нижних горизонтов чехла в инициативных депрессиях.

Напротив, пространственное распространение нефтей разного типа в тюменской свите и в эрозионно-тектонических выступах палеозойских образований скорее всего свидетельствует в пользу единого источника их. Для автора, совершенно очевидно, что именно слои тюменской свиты явились поставщиками углеводородов в дезинтегрированную зону поверхности палеозойских образований. Только этим можно логично объяснить близость и однотипность состава нефтей дезинтегрированной зоны независимо от значительного разнообразия пород, слагающих эту зону.

Нефти типа "С" в тюменской свите (возможно дотюменских слоях) встречены пока только в одном месте (Урманская площадь), тогда как эрозионно-тектонические выступы, содержащие в дезинтегрированной зоне нефть типа "С", в пределах Нюрольской впадины многочисленны. Если учесть близость по составу нефти глубоких интервалов нефтям дезинтегрированной зоны Нюрольской впадины, то невольно напрашивается вывод о генетической связи этих нефтей с палеозойскими морскими отложениями. Здесь уместно привести состав нефти, полученной из триаснижнеюрских отложений Челябинского грабена (скв.2-к, интервал 231-337 м, скв.6-Р, интервал 660-675 м), который, несмотря на окисленность нефти, определенно указывает на её принадлежность к группе "С" (таблица 9). Данное обстоятельство позволяет делать вывод, что в позднем триасе-ранней юре помимо угленосных фаций были и условия, когда накаливались слои, содержащие сапропелевое органическое вещество, могущее генерировать нефти типа "С".

Однако в настоящее время еще нет жестких аргументов ни для утверждения точки зрения о связи нефтей типа "С" с тюменской свитой (возможно дотюменскими слоями), ни о связи с палеозойскими отложениями. Данный вопрос может быть решен только в результате дальнейшего поискового и разведочного бурения на глубокие интервалы, из которых были получены нефтепроявления. К сожалению в настоящее время главным лейтмотивом в вопросе отнесения нефтей из глубинных интервалов к "заведомо" палеозойским является только глубина их получения.

Эта аргументация была бы вполне правомерной, если бы палеозойские отложения в пределах площадей, где получена нефть, имели бы субгоризонтальное залегание. Здесь же во всех скважинах слои падают под углами в 45 и более градусов, и поэтому интервалы глубинных нефтепроявлений по слоистости могут иметь связь с регио-

Таблица 8

Количество изотопа C^{13} в нефтях тюменской свиты и палеозойских образований (Данные ИГиГ СО АН СССР и ТО СНИИГГиМС)

Месторождение, скважина, интервал	Тип нефти*	Изотопно легкие нефти $\delta C^{13} > -3,04\%$**	Изотопно тяжелые нефти $\delta C^{13} < -3,04\%$**
Нефти тюменской свиты			
Медведевское скв. 7 2521-2528	А	-3,54	
Квартовое скв. 3 2948-2965	А		-2,99
Черемшанское скв. 1 3001-3008	А		-2,86
Верхнесалатское скв. 21 2480-2485	А	-3,38	
Мыльджинское скв. 1 2504-2563	А		-2,93
Фестивальное скв. 252 3016-3100	А	-3,51	
Крыловское скв. 1 2861-3061	А	-3,09	
Тайтымское скв. 2 2600-2620	А	-3,34	
Нефти дизентегрированной зоны палеозойских образований			
Останинское скв. 436 2740-2772	А		-2,92
Калиновое скв. 6 2990-3005	С		-2,93
Верхтарское скв. 3 2692-2704	С		-3,03
Малоичское скв.2 2850-2851	С		-2,82
Урманское скв. 1 3060-3105	С		-3,01
Нефти из палеозойских образований с больших глубин от поверхности палеозоя			
Тамбаевская скв. 3 3940-3954	С		-2,85
Малоичская скв. 4 3903-4600	С	-3,08	
Еллей-Игайская скв. 2 3850-3950	С		-2,92

* по А.Э.Конторовичу и О.Ф.Стасовой (1977)

** Рубеж в -3,04% согласно исследованиям В.С.Вышемирского и др. (Проблема нефтегазоносности..., 1977).

Таблица 9

Состав нефти триас-нижнеюрских отложений Челябинского грабена*

Удельный вес d_4^{20}	Н.К.	Фракционный состав из колбы Клайзена, %											Смолы, %		Асфальтены	Содержание параф. в нефти %	Элементарный состав %			Вязкость кинематическая в сантистоксах при 50°С
		58°–95°	95°–122°	115°–150°	150°–200°	200°–250°	250°–300°	300°–350°	350°–400°	400°–450°	450°–500°	Ост. и пот.	Вензольные	Спирто-бензольные			С	Н	S по Эшка	
0,8784	115°	-	-	1,10	5,60	4,64	следы	8,94	9,98	7,87	12,72	49,17	3,19	3,71	0,20	4,67	85,76	13,10	0,22	5,93

Температура пределы отбора фракций в °С	Выход фракций %	Удельный вес d_4^{20}		Показатель преломления $n_д^{20}$		Анилиновая точка		Групповой углеводородный состав, вычисленный по анилиновой точке, в %						Парафины %	
		до удал. аром.	после удален. аром.	до удал. аром.	после удален. аром	Максимальная		метановые		нафтеновые		ароматические		на фракц.	на нефть
						до удал. аром.	после удал. аром.	на фракц.	на нефть	на фракц.	на нефть	на фракц.	на нефть		
115-150	1,10	0,7692	-	1,4285	-	50									
150-200	5,60	0,7892	0,7672	1,4380	1,4340	58	73	58,46	3,27	19,49	1,09	22,05	1,23		
200-250	4,64	0,8217	0,7914	1,4532	1,4410	63,5	82	57,03	2,65	13,37	0,62	29,60	1,37		
250-300	следы														
300-350	8,94	0,8408	0,8263	1,4654	1,4525	68,5	83	12,75	1,14	60,13	5,38	27,12	2,42		
350-400	9,98	0,8470	0,8270	1,4700	1,4540	79	92,5	23,68	2,36	49,19	4,91	27,13	2,71		
400-500	7,87	0,8502	0,8275	1,4742	1,4553	86	100,5	29,56	2,33	39,99	3,15	30,31	2,38	3,75	0,29
450-500	12,72		0,8237	1,4650	1,4440	92,8	107	30,82	3,92	37,66	4,79	31,52	4,01	7,85	0,99
Остаток	48,31					на нефть			14,67		19,94		14,12		
Потери	0,86					на дистил. часть			28,86		39,22		27,77		

* Данные лаборатории геохимии нефти СНИИГГиМС

нально-нефтеносной дезинтегрированной зоной палеозойских образований даже в пределах одной площади. Это обстоятельство дает возможность поступления нефти из залежей верхней зоны в интервалы испытания при значительных снижениях уровня жидкости в скважинах, которые практикуются для вызова притока флюидов.

Учитывая это, однозначного решения вопроса о стратиграфической привязке нефти даже самых глубоких горизонтов пока быть не может. Залегание нефтей в палеозойском коллекторе дезинтегрированной зоны, миграция по этой зоне и формирование залежей несомненно внесли определенные изменения в составе нефтей. Разнообразие состава отдельных фракций нефтей совершенно закономерно также и вследствие того, что к эрозионно-тектоническим выступам примыкают разные горизонты тюменской свиты и, следовательно, возможна миграция из них нефтей разного состава: из верхних горизонтов преимущественно метановых, из нижних горизонтов нафтеново-ароматических. В пределах сводовых частей выступов в данном случае возможно смешание этих нефтей.

6.3. Зона дезинтегрированных пород поверхности доюрского фундамента - региональный нефтегазоносный объект

Сложнопостроенная раннеюрская горно-складчатая область на территории юга и центра Западной Сибири подвергалась интенсивной денудации. Обломочный материал сносился на север, где простирался на огромной площади (до глубоководной впадины Нансена) седиментационный бассейн. Денудационный срез структурно-формационных зон достигал нескольких километров.

Высокое стояние суши создало благоприятные условия для дезинтеграции пород на большую их мощность. По присутствию пещерных и карстовых образований среди карбонатных толщ на глубинах до 0,5-0,7 км от поверхности палеозойского комплекса (Еллей-Игайская, Тамбаевская площадь) можно предполагать очень значительное подня-

тие раннеюрской суши (2-4 км).

Последующее погружение территории в сочетании с продолжающимися до начала чехлообразования процессами денудации привели к захоронению значительных интервалов карстовых полостей, заполнению их обломочным материалом. Примером больших депрессий рельефа, выполненных обломочным, часто неокатанным обломочным материалом, является район Калиновой, Северо-Калиновой, Сельвейкинской площадей (рис.68). Здесь основным обломочным материалом, заполняющим впадины палеорельефа, являются кремнистые и вулканогенные обломочные породы, возникшие в процессе разрушения раннеюрских и более древних кислых вулканитов и кремнистых прослоев известняков. Отсутствие окатанности и сортировки обломков свидетельствует о местных источниках сноса. Мощности этих молассовых толщ достигают нескольких сотен метров.

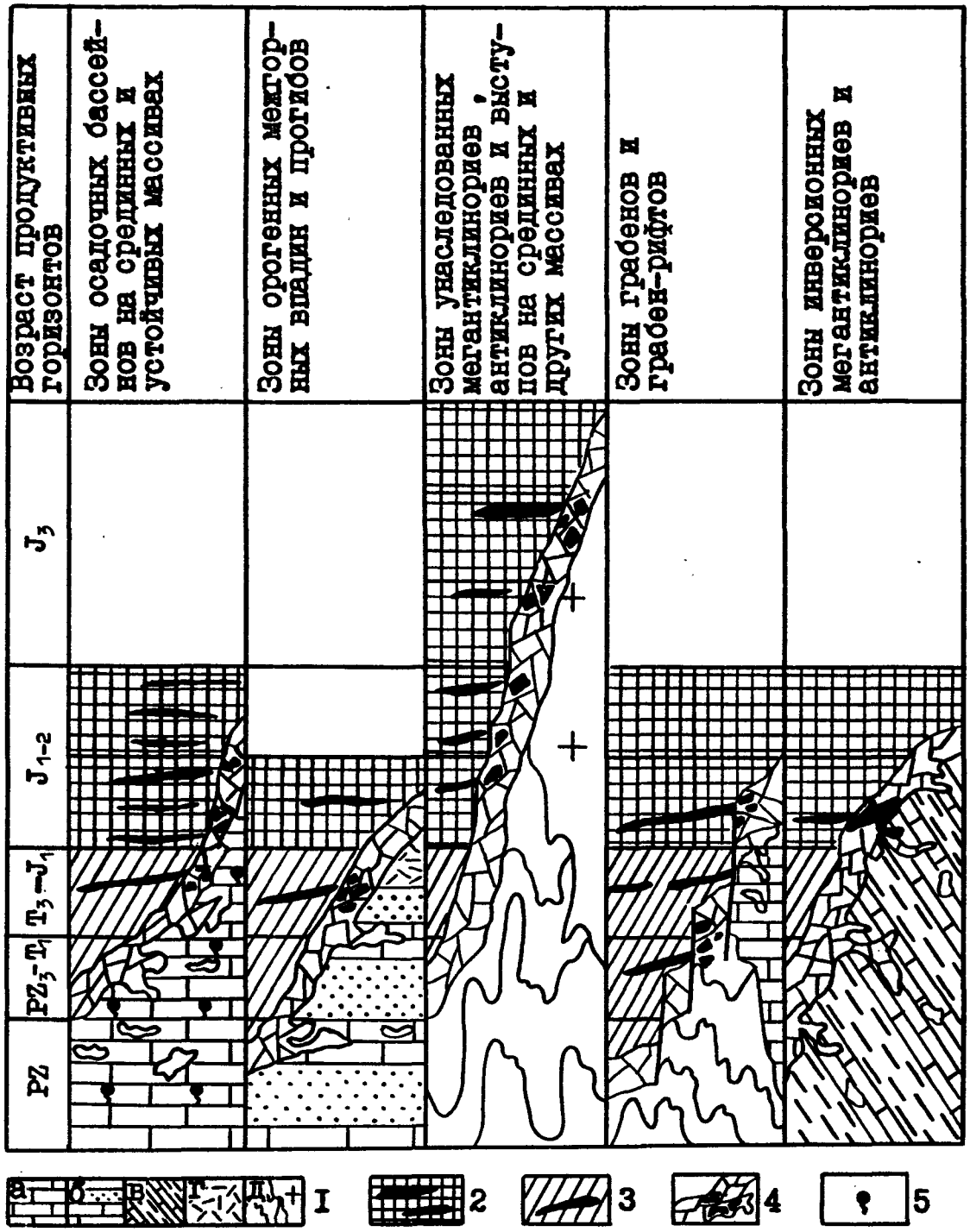
В зависимости от вещественного состава пород, слагающих структурно-формационные зоны, меняется и физико-химический характер преобразований в зоне гипергенеза. Массивы, сложенные карбонатными породами, реагировали на процессы денудации в основном растворением с образованием протяженных зияющих трещин, пещер и мелких полостей-каверн выщелачивания. Очень низкое содержание нерастворимого остатка девонских известняков и доломитов в большинстве случаев не способствовало при растворении карбонатов созданию сколько-нибудь значительных по мощности кор выветривания. В ряде случаев (Урманская, Верхтарская, Чарымовская, Лугинецкая площади) карстовые полости в карбонатах выполнены бокситами. По трещинам в известняках развиты гидроокислы железа, иногда они пропитывают кажущийся массивным известняк, придавая ему розовый оттенок. Принципиально отличным образом реагировали на выветривание широко распространенные глинисто-сланцевые образования. Экзогенная трещиноватость, в основе которой лежит кливаж и отдельность сланцеватости, распространя-

лась, вероятно, также на значительную глубину от поверхности рельефа. Экзогенные преобразования глинисто-сланцевых пород заключались в основном в каолинизации их. Как правило, каолиновые коры выветривания по сланцам постепенно переходят в осветвленные каолинизированные глинистые сланцы со следами текстуры исходных пород, а далее постепенно переходят в трещиноватые сланцы. Общая мощность дезинтегрированных глинисто-сланцевых пород составляет десятки метров, но трещиноватость с повышенными фильтрационными свойствами распространяется на сотни метров. Более сложные преобразования в зоне выветривания претерпевали разнообразные эффузивы и интрузивные породы. Мощность дезинтегрированной части этих образований значительно меньше, чем карбонатных и глинисто-сланцевых и измеряется единицами и десятками метров. Особый практический интерес имеют зоны дезинтегрированных гранитоидов. Генетическая связь гранитоидов с крупными положительными структурами, имеющими тенденцию к поднятию в период начала накопления отложений чехла, создавала условия выклинивания базальных слоев чехла на склонах массивов. Сочетание зоны выветривания гранитоидных массивов с седиментацией на их склонах базальных слоев чехла приводит к формированию базальных слоев из крупнозернистых обломков. Как правило, этот комплексный базальный горизонт в пределах таких поднятий характеризуется улучшением емкостных и фильтрационных свойств.

Примером таких коллекторов, состоящих из базальных слоев чехла и дезинтегрированных зон гранито-гнейсов, являются месторождения Шаимского, Краснополенинского, Березовского, Александровского и Межовского районов (рис.70).

Чрезвычайно важны в практическом отношении закономерности площадного распространения того или иного типа пород и соответственно того или иного типа коллектора, возникшего в результате экзогенных факторов. Данные тектонического районирования и геологи-

Прилегание юрских продуктивных горизонтов к эрозионно-тектоническим выступам различных зон доюрского фундамента



I-породы доюрского фундамента(а-карбонатные с эффузивами основного состава;б-терригенно-карбонатные;в-глинистые сланцы и карбонатно-флишевые;г-эффузивы кислого состава; д-интрузивные и метаморфические).2-толщи,содержащие продуктивные горизонты.3-перспективные толщи с невыясненной нефтегазоносностью.4-дезинтегрированные и выщелоченные породы с залеганиями нефти.5-нефтепроявления в глубоких горизонтах палеозоя.

Рис. 70

ческого картирования в большинстве случаев позволяют наметить основные простирания крупных тектоно-стратиграфических комплексов и тем самым выявить возможные простирания конкретных разностей пород. Для большей части центральных и юго-восточных районов генеральным простиранием комплекса пород является северо-западное (рис.71).

Несмотря на кажущуюся одновременность формирования коллектора зоны дезинтеграции, выражающуюся в том, что поверхность палеозойских образований практически повсеместно несет следы гипергенных изменений пород, возраст этой поверхности и ее преобразования различны. Как показали детальные сопоставления разрезов базальных слоев чехла, выполненные Е.Е.Даненбергом и Г.И.Тищенко для территории Томской области (12), возраст самых нижних слоев колеблется в пределах от тоара до байос-бата. Таким образом, наиболее древними корами выветривания и дезинтеграцией пород характеризуются участки глубоких прогибов, где платформенный чехол начинается с таорских отложений, а наиболее молодыми - поднятия, на которых тюменская свита начинается с байос-батских слоев.

Совершенно очевидно, что большая пестрота пород, слагающих поверхность палеозойского комплекса, разновозрастность денудационных процессов в сумме создают очень сложную геологическую картину строения зоны контакта фундамента и чехла.

Перспективность нефтегазоносности дезинтегрированной зоны палеозойских образований в первую очередь связана с нефтегазогенерационным потенциалом нижних горизонтов платформенного чехла. Большая расчлененность рельефа поверхности палеозойских образований, выклинивание ряда нефтегазоносных горизонтов на склонах эрозионно-тектонических выступов (рис.70) создают главные предпосылки миграции углеводородов в дезинтегрированную зону палеозойских пород.

Дезинтегрированная зона в пределах эрозионно-тектонических выступов образует сложнопостроенные ловушки для нефти и газа. Од-

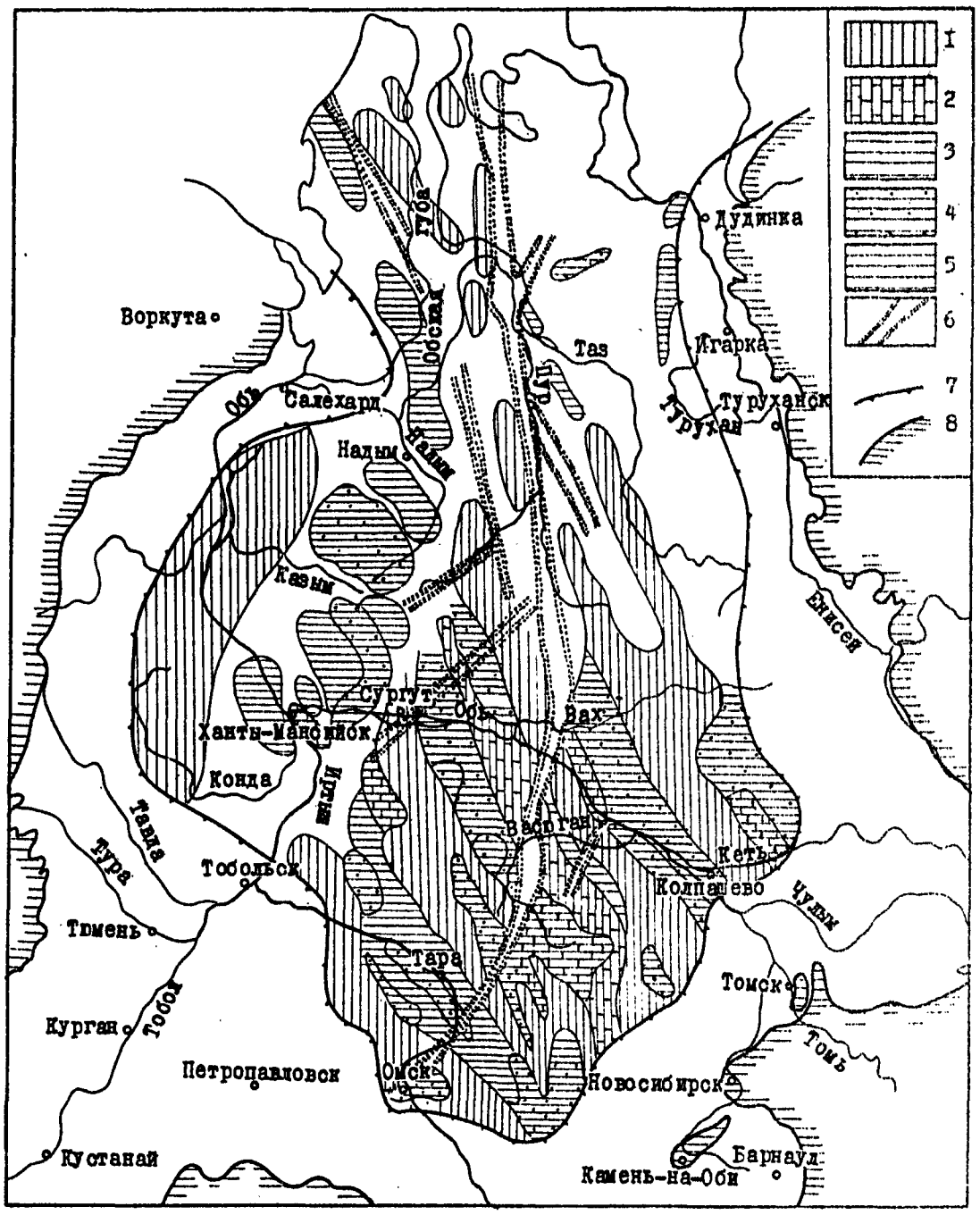


Рис. 71 СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА ТИПОВ И СОСТАВА ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВЫСТУПОВ ПОВЕРХНОСТИ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ
Составил О.Г.Жеро

I и 2-Зоны эрозионно-тектонических выступов, связанных с антиклинорными структурами фундамента, испытывающими в мезозое унаследованно-восходящие движения, сложенными: I-кварцитами, сланцами, графитовыми, глинистыми сланцами, гранитоидами, диоритами, 2-мраморами, известняками и известковисто-глинисто-сланцевыми породами; 3, 4 и 5-зоны эрозионно-тектонических выступов, связанных с горстовыми структурами на срединных массивах, в синклинориях и межгорных прогибах, а так же в областях догерцинской складчатости, сложенными: 3 - карбонатными и терригенно-карбонатными породами, 4-терригенными и вулканогенно-осадочными породами, 5-сланцами разного состава и интрузивными породами; 6-зоны эрозионно-тектонических выступов в бортах грабен-рифтов, сложены преимущественно метаморфическими и изверженными породами; 7-контуры территории, перспективной на нефть и газ в эрозионно-тектонических выступах; 8-контуры распространения мезозойско-кайнозойского чехла.

нако формирование залежей в них зависит от наличия экранирующих слоев, перекрывающих эрозионно-тектонические выступы. Детальные исследования покрышек ряда эрозионно-тектонических выступов на территории Томской области /I2/ показывают на отсутствие единых региональных экранов. Часто нет единого экрана даже в пределах одной площади (например, Останинская площадь). Это является основной причиной нестабильной продуктивности эрозионно-тектонических выступов.

Эрозионно-тектонические выступы имеются двух генетических типов, характеризующихся разной историей формирования, разным вещественным составом и типом порового пространства коллектора дезинтегрированной зоны, размерами и в конечном итоге потенциальными запасами углеводородов.

Первый тип выступов составляют сводовые части антиклинориев палеозойских складчатых систем, в ядрах которых развиты гранитоиды или метаморфические образования, а также регенерационно-гранитизированные антиклинорные зоны более древних складчатостей. Они всегда сложены исключительно геосинклинальными образованиями, часто кремнистыми. Такие выступы представляют собой крупные по площади и амплитуде поднятия изометричной формы, с устойчивой тенденцией к поднятию особенно на ранней стадии чехлообразования. Выклинивающиеся нижние горизонты чехла и дезинтегрированные породы, слагающие выступы, взаимосвязаны постепенными переходами. Резкие формы рельефа поверхности выступов данного типа не характерны.

Второй тип эрозионно-тектонических выступов представлен блоковыми горстового типа структурами, осложняющими чаще всего синклинорные структуры. Эрозионно-тектонические выступы этого типа, как правило, имеют меньшие размеры в сравнении с выступами первого типа и сложены часто известняками, кремнисто-карбонатными породами. Для них характерны резкие очертания ввиду ведущей роли дизъ-

юнктивов в их формировании. Следует предполагать, что нижние горизонты чехла во многих случаях примыкают к плоскостям разломов. Простирания таких выступов контролируются простиранием разломов. Данный тип выступов не имеет устойчивой тенденции к относительно восходящим движениям в период формирования чехла. В строении рельефа данных выступов большую роль играет эрозионная составляющая. Своеобразны блоковые выступы в областях допалеозойских и раннепалеозойских складчатостей. Они характеризуются чаще всего изометричностью, но имеются районы, где блоки линейной морфологии (северо-восток Западно-Сибирской плиты) и относительно больших размеров. Распространение типов выступов, их состав даются на рис.7I.

Оценка потенциальных ресурсов углеводородов зоны экзогенной трещиноватости поверхности доюрского фундамента будет неполной без выяснения условий, приводящих к миграции флюидов из чехла в подстилающие его образования фундамента.

Ранее уже было показано, что территория Западно-Сибирской плиты непосредственно перед началом нисходящих движений, приведших к образованию нижних слоев чехла, характеризовалась очень быстрым и высоким подъемом на огромной площади всей южной половины будущей плиты. Этот подъем привел к интенсивной денудации палеозойских и нижнетриасовых образований и сносу продуктов их разрушения в северном направлении, где нисходящие движения платформенного режима начались еще в позднем палеозое и продолжались без существенных изменений на протяжении всего мезозоя и кайнозоя. Высокое стояние суши в период подчехольного подъема создало условия для развития экзогенной трещиноватости на многие сотни метров от поверхности горно-складчатой страны, особенно в районах развития карбонатных пород, где помимо трещиноватости широко распространились процессы выщелачивания, растворения с образованием карстовых пустот и разветвленной сети пещер. Естественно, что эти карстовые

полости и трещиноватость распространялись вглубь горных массивов до уровней базиса эрозии. По мере ослабления темпов подъема и смене восходящих движений на нисходящие, горизонты пещер и трещиноватости, погружаясь ниже базиса эрозии, стали заполняться продуктами размыва горно-складчатой области, создавая тем самым своеобразные зоны коллекторов. Верхние десятки (иногда до сотни и более) метров палеозойских образований представляют собой повсеместный "горизонт" трещиноватых, дезинтегрированных пород, во многих местах перекрытый корой выветривания. Продукты коры выветривания участвуют и в формировании нижних слоев чехла.

Промышленные залежи нефти и газа в дезинтегрированных палеозойских породах доюрского фундамента выявлены пока в наиболее приподнятых участках поверхности, так называемых выступах эрозионно-тектонического происхождения. Во многих случаях в непосредственной близости от выступов в рельефе поверхности доюрского фундамента зафиксированы прогибы амплитудой в несколько сотен метров, выполненные наиболее древними горизонтами чехла. Причем, по-видимому, чем глубже прогибы, тем более древние горизонты чехла присутствуют в их нижней части. Ряд горизонтов чехла таким образом выклинивается в пределах склонов выступов или примыкает к ним в тех случаях, когда по разломам блоки выступов поднимались в течение мезозоя, создавая тектонический (разломный) контакт палеозойских пород выступов и мезозойских слоев. Во многих случаях такое выклинивание слоев чехла на выступах захватывает почти весь разрез нижне-средне-юрских отложений и, таким образом, ряд юрских регионально нефтеносных горизонтов оказывается гипсометрически ниже, чем поверхность палеозойских образований в пределах выступов (рис.70). Данная геологическая ситуация благоприятна для перетока флюидов из гипсометрически ниже расположенных мезозойских слоев в палеозойский коллектор, как правило, с достаточно высокими ем-

костными и фильтрационными показателями.

Однако специфика гидродинамического режима нижних горизонтов мезозойско-кайнозойского чехла и трещиновато-карстового коллектора поверхности палеозойских образований такова, что, по-видимому, существует возможность некоторой миграции мезозойских флюидов в палеозойский комплекс даже при гипсометрически более низком расположении последнего относительно мезозойских продуктивных слоев.

Дело в том, что палеозойский комплекс, его верхняя часть,где развита трещиноватость и карст, и мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты представляют собой по гидродинамическому режиму резко отличные объекты с различными пластовыми давлениями, причем часто меньшими в палеозойском коллекторе.

Перед началом погружения складчатые структурно-формационные зоны геосинклинального и орогенного этапов развития и эпигеосинклинальные сидементационные бассейны типа межгорных впадин, подверглись интенсивному размыву. Рельеф был очевидно достаточно расчлененным, о чем свидетельствуют мощные зоны гипергенной трещиноватости и кавернозности. В полосах выходов карбонатов развит был карст на глубинах в 300-400 и более метров от поверхности раннеюрской суши скважины: Тамбаевская 3, Вездеходная 3, Урманская 2, Медведевская 2 и др.

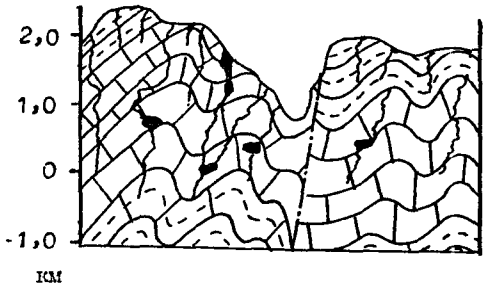
Зона трещиноватости и карста наиболее развита была естественно в первых десятках метров от поверхности раннеюрской горно-складчатой области. Далее вглубь трещиноватость резко снижалась, но карстовые пустоты и сеть трещин более мелких, чем в верхних частях прослеживается на глубины в несколько сотен метров. Надо полагать, что такая трещиноватость наблюдается только в пределах развития осадочных и вулканогенно-осадочных дислоцированных образований, а интрузивные тела безусловно имели более редкую сеть трещин, аналогично современной трещиноватости интрузивов в горно-

складчатых районах (рис.72).

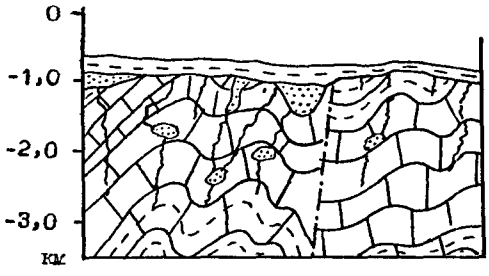
Таким образом, перед накоплением отложений чехла существовал режим свободного водообмена по трещинам и карсту на глубину расчлененности рельефа. Совершенно ясно, что в более глубоких горизонтах осадочных толщ, выполняющих эпигеосинклинальные и орогенные бассейны могли существовать режимы напорных погребенных и реликтовых вод. В верхней ее части палеозойского комплекса было атмосферное и гидростатическое давление. Начало прогибания территории и формирования плитного комплекса привело к изоляции трещинно-карстового коллектора зоны гипергенеза палеозойских образований. Это создало режим затрудненного водообмена при гидростатическом давлении флюидов в трещинном коллекторе.

Дальнейшее погружение и накопление мощного платформенного чехла в I,5-3 км, а на севере 4-6 км, повышало гидростатическое давление в трещинно-карстовом коллекторе палеозойских образований. Сами же породы, будучи полностью литифицированными и даже в большинстве случаев метаморфизованными еще в палеозое при новом погружении уже практически не уплотнялись, консервируя тем самым флюиды, заключенные в трещинах и карсте от повышения давления за счет уплотнения пород.

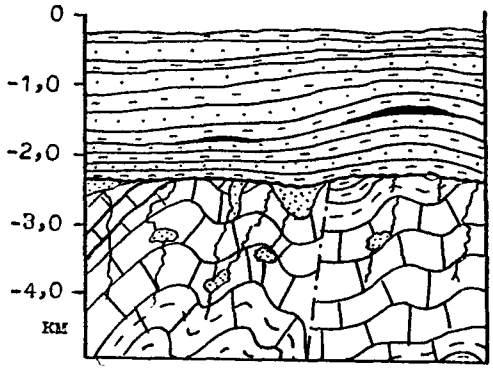
Совершенно иное было в мезозойском комплексе,особенно в его нижней части. По мере седиментации осадки нижних горизонтов испытывали давление и повышение температуры, что приводило к диагенезу, а затем эпигенезу пород. Реликтовые пластовые воды, а также нефть в пластах коллектор подвергались дополнительно к гидростатическому давлению еще и частично давлению уплотняющихся слоев, т.е. какой-то части горного давления. Это создало инверсию давлений в коллекторах, когда гипсометрически более высоко залегающие коллекторы содержат в себе флюиды под большим давлением, чем в нижележащем палеозойском трещинно-кавернозном коллекторе.



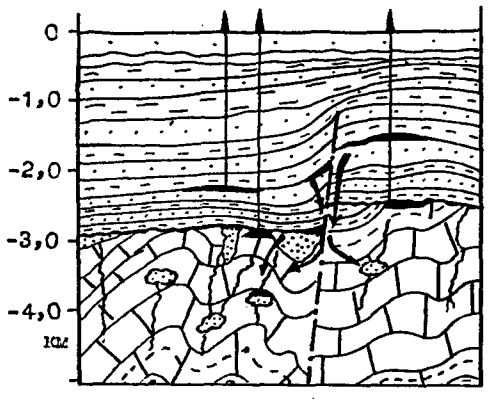
Режим свободного водообмена по трещинам и карсту в условиях дневной поверхности при расчленённом рельефе. Давление атмосферное. Трещины и карст распространены на многие сотни метров от дневной поверхности.



Режим затруднённого водообмена по трещинам и касту в условиях изоляции от дневной поверхности осадками базальных слоёв мезозойско-кайнозойского чехла. Давление флюидов в трещинах и карсте палеозойских пород гидростатическое. Трещины и карст в значительной степени заполнены терригенными осадками.



Режим застойных вод в трещинах и карсте палеозойских пород. Давление гидростатическое. В юрских отложениях чехла давление пластовых и реликтовых вод выше гидростатического в связи с прошедшими процессами эпигенеза и уплотнения осадков.



Режим перетока флюидов по зонам разломов из слоев чехла с давлением, превышающем гидростатическое, в дезинтегрированные породы поверхности палеозойского комплекса, где давление гидростатическое

Рис. 72 СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЗОНЫ ДЕЗИНТЕГРИРОВАННЫХ ПОРОД ПОВЕРХНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Учитывая присутствие большого количества разломов в палеозойском комплексе, по которым происходили движения и в мезозое, создавались все предпосылки перетока флюидов из мезозойских коллекторов в палеозойские и частичное выравнивание давлений в обоих коллекторах.

Во многих случаях по данным бурения установлено, что уравновешивание пластовых давлений не произошло и в базальных горизонтах чехла пластовое давление выше, чем в трещинно-карстовом коллекторе палеозоя.

Наиболее ярко это наблюдается в случае карбонатного разреза палеозойского комплекса.

Таким образом, специфика формирования гидродинамических режимов в зоне гипергенного трещинно-карстового палеозойского коллектора и нижних горизонтах чехла, позволяет допускать возможность перетока вод, нефти и газа из мезозойских коллекторов в палеозойские, причем не только в условиях примыкания или выклинивания мезозойских слоев нижней части чехла у выступов фундамента, но и в условиях нормального трансгрессивного перекрытия при наличии сети разломов, играющих роль транспортных артерий для миграции флюидов.

Какая же территория Западно-Сибирской плиты перспективна для поисков нефти и газа в дезинтегрированной зоне палеозойских образований? На этот вопрос можно совершенно однозначно ответить, что перспективы нефтегазоносности дезинтегрированной зоны палеозойских образований контролируются территорией перспективных на нефть и газ отложений чехла и точнее его нижних (юрских) горизонтов. В настоящее время все выявленные промышленные нефтяные и газовые залежи в образованиях дезинтегрированной зоны находятся исключительно в пределах развития перспективных юрских отложений, где присутствуют промышленные залежи в нижних горизонтах чехла.

Наиболее перспективны на нефть и газ в эрозионно-тектонических выступах районы, где выступы дезинтегрированной зоны окаймляют начальные седиментационные бассейны чехла,в которых формирование нижних горизонтов происходило в субаквальных (лагунных) условиях с устойчивой тенденцией к погружению. Такими районами являются борта крупных отрицательных структурно-формационных зон доюрского фундамента и особенно места их пересечения с грабен-рифтами, например, Нюрольская мезозойская впадина.

Очень перспективны эрозионно-тектонические выступы на Уват-Хантымансийско-Ямальском срединном массиве, расположенные в пределах Мансийской синеклизы, где существенно увеличивается мощ - ность нижних горизонтов чехла, содержащих повышенное количество рассеянного сапропелевого органического вещества. На севере плиты, где под мезозойско-кайнозойским чехлом широко развиты пермотриасовый квазиплатформенный (квазиплитный) комплекс по всей вероятности дезинтегрированная зона палеозойских образований, будет развита только в пределах крупных поднятий, на которых отсутствуют пермотриасовый квазиплатформенный чехол и на доюрскую поверхность фундамента выведены метаморфические породы.

Таким образом дезинтегрированная зона поверхности доюрского фундамента является региональным коллектором для нефти и газа нижних горизонтов чехла на огромной территории плиты. Этот региональный коллектор, обладающий повышенными фильтрационными свойствами, несомненно играл также и роль флюидопровода при транзите углеводородов из более глубоких мест их залегания в более высокие.

Открытия залежей нефти и газа в дезинтегрированной зоне палеозойских образований свидетельствуют о больших потенциальных ресурсах этого нефтегазоносного комплекса. Для юго-восточной части плиты А.Э.Конторовичем, Е.Е.Даненбергом и И.А.Ивановым проведена количественная оценка потенциальных ресурсов углеводо-

родов в дезинтегрированных образованиях поверхности доюрского фундамента. Геологической основой при этих расчетах явились карты распространения различных типов пород на поверхности фундамента этой части плиты, в составлении которых принимал участие автор.

Аналогичные условия залегания нефти в выветрелых породах поверхности фундамента имеют место и в других провинциях мира /286/.

6.4. Перспективы нефтегазоносности палеозойских осадочных бассейнов

Теорией и практикой нефтяной геологии совершенно однозначно доказано, что значительные запасы нефти и газа связаны только с крупными осадочными бассейнами, причем наиболее богаты нефтью те из них, которые сложены мощными толщами субаквальных отложений, накапливающихся значительные отрезки геологического времени при непрерывной тенденции к прогибанию.

Укоренившееся понятие осадочного бассейна как основного тектонического элемента при нефтегазовом районировании в широком смысле может быть отождествлено с понятием "седиментационный бассейн". Чаще всего эти понятия подразумеваются как синонимы, когда речь идет о крупных депрессиях в пределах плитных комплексов древних или молодых платформ. Однако, когда мы имеем дело с изолированными бассейнами типа эпигеосинклинальных впадин и прогибов в пределах складчатых областей, то под осадочными бассейнами понимаются современные отрицательные структуры, сложенные отложениями, представляющими интерес с точки зрения возможной их нефтегазоносности. Современные размеры таких осадочных бассейнов, как правило, не соответствуют седиментационным бассейнам периода осадконакопления. Обычно анализ фаций указывает на значительно большие размеры первичных седиментационных бассейнов /42,117/. Таковы практически все унаследованно-наложенные впадины и проги-

бы в пределах раннепалеозойских геосинклинально-складчатых систем.

Вполне очевидно, что при выяснении геологических аспектов перспективности на нефть и газ того или иного осадочного бассейна, являющегося в современном плане изолированным, очень важно знать его соотношение с первичной структурой седиментационного бассейна.

Объем осадочного выполнения бассейна в случае, если он является только частью седиментационного бассейна прошлого, не может служить мерилом его возможных потенциальных ресурсов, хотя естественно, чем меньше такой осадочный бассейн, тем менее вероятны большие ресурсы. Для сравнительной оценки перспективности на нефть и газ осадочных бассейнов решающим являются тектоника, формационный состав и мощность отложений, а также степень вторичных изменений пород. Большое значение для оценки потенциальных ресурсов играют сведения о количестве и типе рассеянного органического вещества, его преобразованности /159/.

Обращаясь к палеотектоническим построениям, мы констатируем широкое развитие в палеозое благоприятных для накопления органических веществ условий седиментации. Однако, эти бассейны были преимущественно геосинклинальные и последующая в конце палеозоя складчатость и метаморфизм осадков привели к разрушению несомненно существовавших залежей.

Построенная по принципам, изложенным в главе 2, карта эпигеосинклинальных осадочных бассейнов плиты (приложение 7) дает возможность сравнить их по степени перспективности на нефть и газ. Как известно, наиболее благоприятны для нефтеносности осадочные бассейны срединных и интрагеосинклинальных массивов, которые формировались совместно с геосинклинальными прогибами,где осадочные породы обычно имеют максимальную концентрацию рассеянного органического вещества, следующей по перспективности группой бассейнов являются краевые прогибы, унаследованно-наложенные впадины и плат-

форменного типа впадины в районах байкальской и салаирской складчатостей. Наименее перспективны на нефть орогенные молассовые межгорные прогибы и впадины герцинид,сложенные в большинстве случаев вулканогенно-осадочными или континентальными образованиями с субаэральными условиями захоронения органических веществ. Значительные запасы углеводородов можно предполагать по аналогии с Туранской плитой в квазиплатформенном пермо-триасовом бассейне северной части Западно-Сибирской плиты. Высокой перспективностью на нефть и газ должны обладать осадочные бассейны, грабен-рифтов,где грабеновый комплекс средне-верхне-триасовых отложений имеет большую мощность и представлен субаквальными возможно лагунными фациями.

Ниже рассмотрим данные по геологическому строению и нефтеносности осадочных бассейнов фундамента.

Бассейны Уват-Хантымансийско-Ямальского срединного массива

Наиболее крупными осадочными бассейнами на срединном массиве являются Надымская, Лянторская и Фроловская впадины, Нейтинский и Байдарацкий прогибы.

Ф р о л о в с к а я в п а д и н а расположена на юге массива, имеет небольшую площадь (10 тыс.км^2) и сложные очертания. Возможно, что бассейн состоит из ряда более мелких депрессий.Разрез сложен карбонатами отложениями и эффузивами девона,вскрытыми на небольшую глубину на Фроловской и Горелой (Ханты-Мансийской) площадях. Под девонскими отложениями предполагается присутствие ордовикско-силурийских пород. Опытные сейсмические работы методом ОГП, проведенные ЗапСибВНИИГеофизикой, дают возможность оценить мощность осадочных пород бассейна в 1,5-2,0 км.

Л я н т о р с к а я в п а д и н а, судя по данным сейсмических работ Ханты-Мансийского геофизического треста, имеет боль-

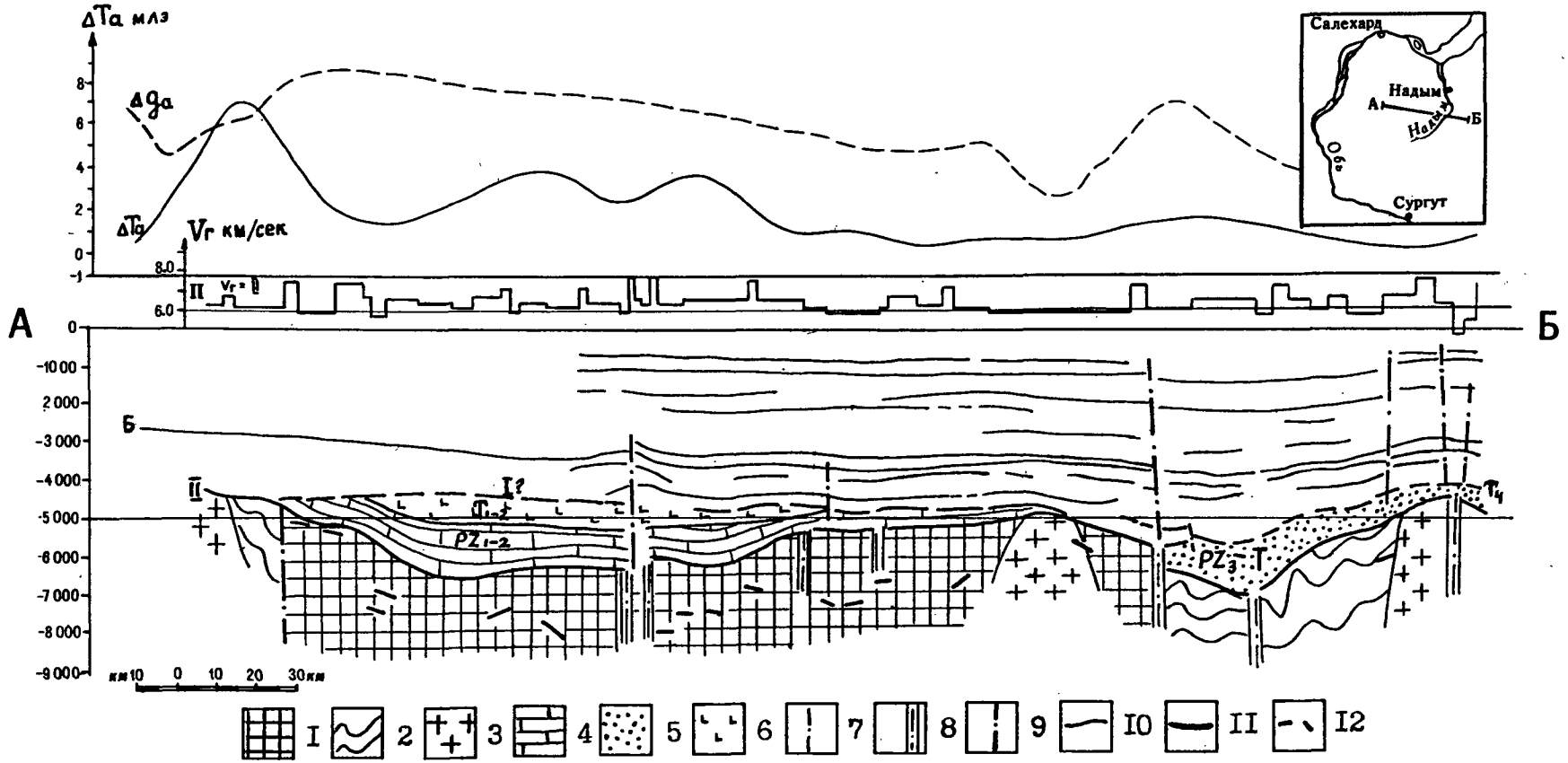


Рис. 73 ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ НАДЫМСКОЙ ВПАДИНЫ УВАТ-ХАНТЫМАНСИЙСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Составил О.Г.Жеро
/Сейсмические границы по Т.В.Гонтарь,Н.И.Рябову,Л.И.Волкову/

I-геосинклинально-складчатые комплексы докембрия основания срединного массива, 2-геосинклинально-складчатые образования нижнего-среднего палеозоя,3-гранитоиды,4-предпологаемые карбонатно-терригенные отложения нижнего-среднего палеозоя в составе Надымской впадины,5-предпологаемые существенно терригенные отложения молассовой формации герцинид,6-триасовые траповые образования,7-разломы по данным ОГТ,8-разломы по данным КМПВ,9-разломы по данным интерпретации потенциальных полей,I0-сейсмические границы ОГТ,II-сейсмические границы КМПВ, I2-отдельные высокоскоростные преломляющие площадки.

шую мощность пород (до 3 км), но вероятно значительную часть из них составляют триасовые вулканогенные образования,вскрытые на незначительную глубину в пределах Лянторской площади. Мощность мезозойского чехла над впадиной составляет 3,0 - 3,5 км.

Надымская впадина, расположенная в центральной части срединного массива, представляет собой очень крупный осадочный бассейн (24 тыс.км^2). Геологическая интерпретация сейсмических материалов и данные высокоточной аэромагнитной съемки позволяют предполагать I,5-2,0 километровую толщу нижне-среднепалеозойского комплекса осадочных пород, перекрытых вулканогенным триасом такой же мощности. Впадина перекрыта пятикилометровым чехлом мезозойско-кайнозойских отложений (рис.73).

На севере массива крупными осадочными бассейнами являются Байдарацкий и Нейтинский прогибы. Их строение бурением еще не изучено, поэтому о их строении можно судить только по данным комплексной интерпретации геофизических методов и морфологии структур мезозойско-кайнозойского чехла.

Прогибы имеют северо-западную ориентировку обусловленную структурно-формационной зональностью рифейской Печорской геосинклинально-складчатой системы, составляющей фундамент массива.

В пределах полуострова Ямал Байдарацкий прогиб имеет площадь 32 тыс.км^2, а Нейтинский 59 тыс.км^2. Учитывая широкое развитие пермских отложений на северо-восточном склоне Пайхойского горст-антиклинория можно полагать, что эти отложения будут слагать и основную часть разреза прогибов. Верхняя часть разреза вероятно будет слагаться триасовыми отложениями, а подстилаются пермские отложения возможно морскими нижнесреднепалеозойскими породами, т.к. зоны прогибов по всей вероятности имели тенденцию к нисходящим движениям в течение всего палеозоя.

В связи с тем, что отложения бассейнов срединного массива

формировались в условиях общего погружения большой территории можно предполагать существование весьма благоприятных геохимических условий для накопления рассеянного органического вещества и преобразования его в углеводороды.

Нюрольский бассейн Межовского интрагеосинклинального массива

На Межовском интрагеосинклинальном массиве, как и на Уват-Хантымансийско-Ямальском срединном массиве, в геосинклинальный этап происходило накопление сингеосинклинальных среднепалеозойских отложений, которые затем образовали Нюрольский прогиб.

В связи с открытием промышленных залежей нефти в дезинтегрированной зоне карбонатов верхней части палеозойского комплекса, Нюрольский прогиб интенсивно изучается бурением и геофизическими методами. Площадь прогиба примерно составляет 30 тыс.км^2, суммарная мощность палеозойских отложений сохранившихся после предъюрского размыва составляет 3,0 - 3,5 км.

Подавляющее большинство скважин в пределах Нюрольского прогиба вскрывает палеозойские отложения на первые сотни метров.Значительная проходка по палеозойским отложениям достигнута как уже отмечалось ранее на Малоичской площади (скв. № 4 - I762 м), на Тамбаевской площади (скв. № 3 - 953 м), на Еллей-Игайской (скв. № 2 - I482 м) и на Майской (скв. № I - 840 м).

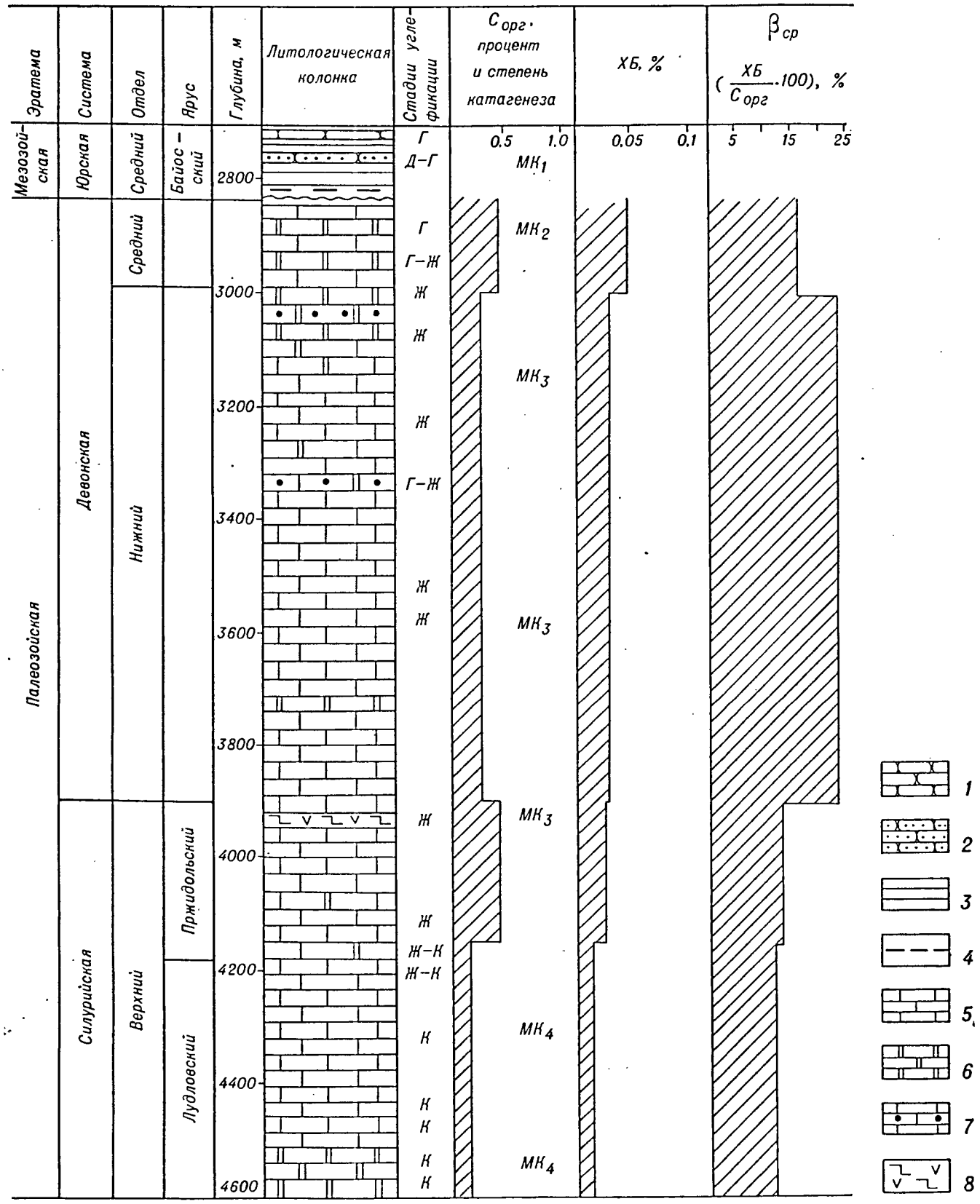
Наиболее детально изучены разрезы скважин Малоичской 4 и Еллей-Игайской 2, представленные серыми и темно-серыми органогенными, органогенно-детритовыми известняками, доломитами и доломитизированными известняками нередко битуминозными, трещиноватыми с маломощными телами эффузивов основного состава. По данным всех скважин, в керне которых можно было констатировать слоистость пород, углы падения слоев составляют от 45^0 до 70-80^0, что указывает на сложную дислоцированность отложений. Косвенно на это указы-

вает и большой стратиграфический диапазон отложений, слагающих доюрскую поверхность (от нижнего палеозоя до триаса), а также выходы серпентинитов.

Органическая геохимия отложений Нюрольского прогиба изучалась в СНИИГГиМСе, Новосибирскгеологии, ИГиГ СО АН СССР, ВНИГРИ и ряде других организаций. Следует отметить, что для характеристики собственно Нюрольского прогиба материала пока немного, часть данных в частности по девонским отложениям, в исследованиях перечисленных выше организаций, выполнена по прилегающей с востока территории, относящейся к складчатой зоне. Эти данные частично будут рассмотрены далее. Наиболее полно геохимия рассеянного органического вещества и битумоидов Нюрольского бассейна изучена по разрезу параметрической скважины Малоичской 4. По данным И.П.Запивалова и И.И.Плумана /84/ средне-нижнедевонские и пржидольские известняки и доломиты содержат С орг. от 0,26 до 0,41%, т.е. значительно выше кларковых содержаний для такого типа пород. Соответственно количеству рассеянных органических веществ изменяется и содержание битумоидов (хлороформенный экстракт). Для девонских отложений их средняя концентрация равна 0,042%, тогда как в верхнем силуре она снижается до 0,029%. Данные о рассеянном органическом веществе приводятся в таблице 10, рис.74.

В более северном районе Нюрольского прогиба изучение рассеянного вещества пород проводилось на Тамбаевской и Урманской площадях. По данным А.Э.Конторовича и И.А.Олли содержание $C_{орг.}$ в девонских отложениях составляет в известняках - 0,32%, мергелях - 0,46%, аргиллитах - 0,31% (Южно-Урманская площадь скв.1). Силурийские отложения на Тамбаевской площади так же, как и на Малоичской, характеризуются низким содержанием $C_{орг.}$ Здесь в мергелях присутствует только 0,18%, а в известняках всего 0,02% органического углерода. Органическое вещество силурийско-девонских отложе-

Геохимический разрез параметрической скважины Малоичская 4 по Запивалову Н.П., Плуману И.И. (84)



I- песчаники, 2- алевролиты, 3- аргиллиты, 4- угли, 5- известняки, 6- доломиты, 7- битуминозность, 8- эффузивы.

Рис. 74

ний Нюрольского прогиба исключительно сопрапелевого ряда. Катагенетическая превращенность органического вещества, изученная по разрезу Малоичской скважины 4, изменяется следующим образом: верхние 481 метр проходки по палеозойским отложениям характеризуется стадией Ж и Г; следующие 800 метров - Ж, ниже идущие 87 метров - Ж - К и завершающие 394 метра - К /84/. Определения выполнены в лаборатории геохимии СО АН СССР. По данным А.Э.Конторовича, И.А.Олли, А.С.Фомичева /104/ верхние интервалы разрезов палеозойских образований на площадях Нюрольского бассейна и, примыкающих площадях Васюган-Пудинского мегантиклинория, также характеризуются катагенезом органического вещества в целом не превышающим стадию Ж. Калиновая площадь Д-Г-Ж, Нижнетабаганская Г-Ж, Верхтарская и Лосинская Ж-К. Известняки и доломиты глубоких горизонтов в Тамбаевской скв.3 характеризуются так же, как и в Малоичской 4, катагенезом органического вещества, достигающим стадии К.

Таким образом, в пределах Нюрольского прогиба значительная часть разреза палеозойских отложений имеет, судя по измененности органического вещества. невысокий метаморфизм, тогда как литолого-петрографические исследования говорят об обратном. Аналогичная картина пониженного катагенеза органического вещества в верхней части палеозойского комплекса наблюдается и по сопредельным с востока территориям, где силурийско-девонские и девонско-нижнекаменноугольные отложения имеют линейную складчатость и относятся к типично геосинклинальной карбонатно-глинисто-сланцевой формации. Так, например, в разрезе Лугинецкой параметрической скважины 170 породы франского яруса характеризуются жирной стадией углификации органического вещества, живетский - жирной и коксовой, а эйфельский - коксовой /104/.

Причины отсутствия четкой связи катагенеза рассеянного ор-

ганического вещества с возрастом и характером метаморфизма отложений, а также тектонической зональностью, что отмечают и выше упомянутые авторы, требуют дальнейшего всестороннего изучения и пока, по-видимому, данные катагенеза органического вещества не могут быть определяющими. В целом количество рассеянных органических веществ в породах Нюрольского прогиба свидетельствует о высоком нефтегенерационном потенциале их в прошлом.

Наличие битумопроявлений по трещинам в керне, повышенные газопоказания в процессе бурения, люминисценция микротрещин свидетельствуют о благоприятных условиях миграции углеводородов. Детальное изучение битуминозности пород по трещинам в керне - Еллей-Игайской 2 и Лугинецкой 170, проведенные И.А.Олли, показывает на многосистемность трещин и неоднократность процессов миграции нефти по ним.

Наконец, в результате бурения параметрических скважин Малоичской 4, Тамбаевской 3 и Еллей-Игайской 2 были получены небольшие притоки нефти с больших глубин. Сведения о характере этих нефтепроявлений приведены в § I данной главы.

Нюрольский прогиб является частью обширного среднепалеозойского геосинклинального бассейна, породы которого как показывают геохимические исследования А.Э.Конторовича, И.А.Олли, В.С.Вышемирского, Г.М.Парпаровой, Н.П.Запивалова и др., богаты рассеянным органическим веществом, особенно глинисто-карбонатные разности. В позднем девоне - раннем карбоне территория Нюрольского прогиба была существенно гипсометрически выше, чем окружающие геосинклинальные троги. Эти обстоятельства позволяют допускать миграцию углеводородов из областей геосинклинальных трогов еще до складчатости, создавая тем самым дополнительную их концентрацию в сравнении с той, которую можно было бы предполагать, исходя только из генерации флюидов осадками собственно Нюрольского прогиба. Иными

словами относительно небольшие размеры современной структуры Нюрольского прогиба не характеризуют его возможные ресурсы. Они при прочих благоприятных условиях могли бы быть значительно больше ожидаемых, исходя только из современной его структуры.

Отрицательными для нефтеносности общегеологическими факторами являются в первую очередь напряженная складчатая структура отложений прогиба, а также глубокая экзогенная проработка этих отложений в позднепалеозойский и предъюрский перерывы, когда высокое стояние суши было особенно значительно.

Необходимо также учитывать, что подъем территории и размыв происходил после складчатости, т.е. заведомо после первичной концентрации углеводородов в залежи и,следовательно, разрушение которых самым существенным образом сказалось на общую нефтеносность отложений. Таким образом мы можем рассчитывать на открытие первичных залежей нефти только в тех структурах, которые в периоды денудации были значительно ниже базиса эрозии, а также на залежи, сформировавшиеся уже в период платформенного развития в результате вторичных миграционных процессов и перераспределения более глубоких залежей. Отрицательным общегеологическим фактором является так же и то, что перспективные силурийско-девонские отложения представляют монотонный карбонатный разрез, в котором, судя по имеющимся данным бурения, отсутствуют достаточно мощные песчаные горизонты-коллекторы и глинистые региональные экраны. Кавернозность и трещиноватость карбонатов сосредоточены в зонах бывшего господства гипергенных процессов и поэтому могут являться только вместилищем для мезозойской нефти, мигрировавшей в эрозионно-тектонические выступы, о чем шла речь в предыдущем разделе. Однако, при крайне малой вероятности нельзя полностью исключить и возможность заполнения данного коллектора вторично мигрировавшей палеозойской нефтью. Выяснение этого вопроса - дело будущего. Ос-

новной задачей нефтепоисковых работ в Нюрольском прогибе является опоискование ряда локальных палеозойских антиклиналей. Первые шаги в направлении выявления этих антиклиналей уже сделаны /100/. Важным для выяснения перспективности палеозойских отложений соседней с Нюрольским прогибом структурной зоны (Пудинского антиклинория) являются данные бурения Лугинецкой параметрической скважины 170.

Как было установлено проведенными позже бурения детальными сейсмическими работами ОГТ, параметрическая скважина оказалась пробуренной в своде локального поднятия палеозойских слоев,вскрыв эту структуру на 1520 метров в оптимальных тектонических условиях. Детальное изучение разреза /104/ показало на обилие следов миграции углеводородов по трещинам. В интервалах 3326-3410 м и 3895-4002 м отмечены битумоиды, способные к миграции. Однако, ни при бурении, ни при опробовании скважины в колонне не было получено притоков углеводородов или других флюидов. Присутствие многочисленных трещин с окислившейся нефтью и твердыми битумами позволяет полагать, что в данной структуре мы имеем дело с разрушенной предъюрским размывом залежью.

Резюмируя приведенные материалы по геологическому строению и органической геохимии пород Нюрольского прогиба необходимо подчеркнуть, что изучение прогиба только начато, еще много вопросов даже регионального строения остаются нерешенными. Не выяснены и потенциальные ресурсы первичной нефтегазоносности палеозоя этого прогиба. В сравнительном плане это наиболее перспективная зона в пределах юго-восточных районов Западной Сибири.

Тибинакский интрагеосинклинальный массив в герцинидах Центрально-Западносибирской геосинклинальной складчатой системы разделял Пылькараминский и Нижне-Сенькинский геосинклинальные троги, которые после инверсии

сформировали соответствующие мегантиклинории. Массив представляет собой фрагмент раннепалеозойской Салаирско-Кузнецкоалатаусской геосинклинально-складчатой системы.

В среднем палеозое поднятие было втянуто в общее погружение и на нем отлагались сингеосинклинальные девонско-нижнекаменноугольные отложения, однако мощность этих отложений была значительно меньше, чем в разделяемых поднятием геосинклинальных трогах.

После инверсии в геосинклинальных трогах в конце палеозоя массив стал играть роль блока, на котором сформировался межгорный орогенный прогиб. Таким образом, осадочный комплекс Тибинакского массива полигенетичен.

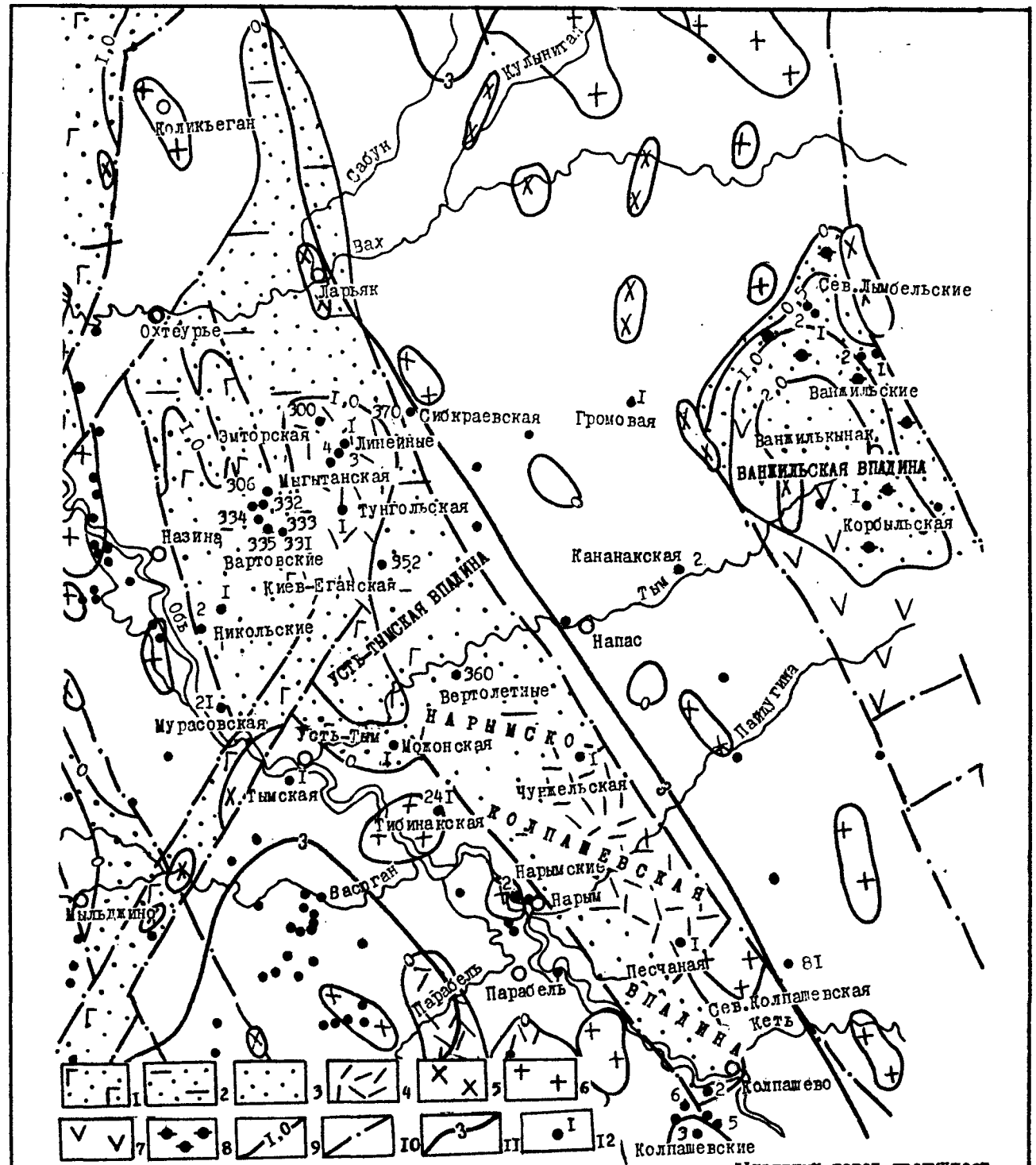
Так же, как и Межовский интрагеосинклинальный массив Тибинакский имеет крупноблоковое строение.

Выступ основания массива составляет Тибинакский горст, где на доюрскую поверхность выведены глинисто-сланцевые нижнепалеозойские (возможно верхнепротерозойские) образования и гранитоиды многофазного развития. Погруженной частью массива является Усть-Тымский блок с одноименным осадочным прогибом, его перекрывающим (рис.75). Параметрических скважин, которые вскрыли бы на большую мощность доюрские отложения, здесь пока еще нет. На незначительную глубину доюрские отложения вскрыты на Никольской, Ноябрьской, Вартовской, Киев-Ёганской, Тунгольской Линейной, Мыгытынской и Эмторской площадях.

В прибортовых районах прогиба (Никольская площадь) вскрыты скважинами карбонатные отложения, вероятно, относящиеся к девону или нижнему карбону.

На площадях центральной части прогиба (Вартовская,Мыгытынская, Киев-Ёганская) вскрыты терригенные, очевидно, угленосные отложения, относящиеся к пермо-карбону и, вероятно, идентичные угленосной формации Кузнецкого прогиба. Наиболее молодыми обра-

УСТЬ-ТЫМСКАЯ, НАРЫМСКО-КОЛПАШЕВСКАЯ И ВАНКИЛЬСКАЯ ВПАДИНЫ
Составили: О.Г.Жеро, В.Н.Крамник, Л.В.Смирнов, В.С.Сурков



I-территория распространения терригенных, вулканогенно-осадочных и эффузивных пород преимущественно основного состава; 2-территория распространения угленосных отложений; 3-территория распространения терригенных отложений; 4-территория распространения вулканогенно-осадочных образований и эффузивов смешанного состава; 5-интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава; 6-интрузивные комплексы кислого состава; 7-территория распространения вулканогенно-осадочных образований и эффузивов основного состава; 8-территория распространения красноцветных и пестроцветных терригенных отложений; 9-изопахиты отложений в км; I0-разломы; II-глубина залегания осадочных бассейнов доюрского фундамента схематизировано в км; I2-скважины, вскрывшие образования доюрского фундамента.

Рис. 75

зованиями прогиба являются кислые эффузивы, вскрытые на Эмторской, Линейной, Тунгольской площадях, а также гипабиссальные траппового типа интрузии на Можанской и Нань-Яхской площадях.

Площадь Усть-Тымского бассейна 18-20 тыс.км^2. Предполагаемая по расчетам мощность осадочного выполнения 2,5-3,0 км. Есть основания полагать, исходя из истории развития, что среднепалеозойская часть разреза Усть-Тымского прогиба в литологическом отношении может быть близкой Нюрольскому прогибу, т.е. иметь существенно карбонатный состав девонских и, возможно, силурийских отложений. Это обстоятельство, в случае его подтверждения, существенно может повысить степень перспективности на нефть и газ отложений данного бассейна.

Бассейны краевых прогибов

Краевые прогибы закладываются еще в период собственно геосинклинального развития,когда край платформенной области втягивается в погружение прогибанием сопредельной геосинклинальной системы и продолжает свое развитие с некоторым смещением своей оси в сторону платформенной области в орогенный этап. Следовательно, структурный ярус, соответствующий сингеосинклинальному осадконакоплению в краевой зоне платформенной области, слагается, в основном, морскими отложениями, а орогенный структурный ярус, - преимущественно, молассовыми образованиями.

Урало-Казахский прогиб

Перспективы нефтегазоносности Урало-Казахского краевого прогиба связываются со средне-верхнепалеозойскими отложениями внешней зоны.

Анализ всех имеющихся материалов позволяет сделать вывод о том, что нефтепроизводящими отложениями в пределах Урало-Казахского краевого прогиба были нижнекаменноугольные карбонаты /72/.

Детальное изучение литологии показало, что породы, слагающие Урало-Казахский краевой прогиб, претерпели значительные вторичные изменения. Они находятся на конечной стадии эпигенетических преобразований. В связи с этим можно рассчитывать только на трещинно-кавернозный тип коллектора. Отсутствие поровых коллекторов подтверждается и аналитическими данными: открытая пористость терригенных слоев нижнего карбона I-2%, а красноцветных пород девона и верхнего палеозоя I0%. Емкостные и фильтрационные свойства трещин специально не изучались, но исключительная приуроченность нефте- и битумопроявлений к трещинам и кавернам позволяют утверждать, что именно этот тип коллектора здесь будет основным. В целом, наибольшей трещиноватостью обладают нижнетурнейские доломиты.

В недрах Урало-Казахского краевого прогиба могут присутствовать залежи двух типов: массивные и литологически ограниченные. Возможны залежи, связанные с зонами вторичной доломитизации и перекристаллизации известняков. Учитывая отрицательное влияние денудации и метаморфизма пород на сохранение залежей, промышленная нефтеносность прогиба очевидно незначительна.

Иртышский краевой прогиб. Структура прогиба установлена, в основном, по геофизическим данным, бурением разрез практически не изучен. Прогиб представлен серией отдельных впадин и грабенов, тянущихся вдоль Иртышского глубинного разлома. Общая площадь прогиба примерно составляет 3I тыс.км^2. Наиболее крупная отрицательная структура в составе прогиба очевидно, подстилает мезозойскую Омскую впадину, где опорная скважина I на глубине 2767 м вошла в триасовые алевролиты углистые, аргиллиты с прослоями и линзами угля, с подчиненными включениями песчано-алевролитового и песчанистого материала. С глубины 2938 м до забоя (3006 м) скважина прошла по базальтам с редкими прослоями шоколадно-коричневых аргиллитов, песчаников и алевролитов.

По геофизическим данным мощность вулканогенно-осадочных образований триаса I,5 - 2,5 км.

Обращаясь к ретроспективным тектоническим построениям, характеризующим историю развития доюрского фундамента, можно предполагать, что под трисовыми образованиями прогиб сложен вулканогенным верхним палеозоем и нормально-осадочными отложениями нижнего карбона - верхнего девона. Мощный разрез вулканогенно-осадочных образований, в составе которых осадочные породы представлены красноцветными алевролито-глинистыми отложениями, вскрыты Новоомской параметрической скважиной № 2, расположенной в непосредственной близости к северо-восточному борту прогиба. Образования, вскрытые этой скважиной, предварительно отнесены к перми - верхнему карбону. Ввиду малых размеров, сложного геологического строения бассейна, и весьма неблагоприятных для сохранения органических веществ формаций, он является малоперспективным для формирования крупных залежей нефти.

Чекинский прогиб является пограничной структурой типа краевого прогиба между Центрально-Западносибирской и Салымской складчатыми системами. Площадь этого осадочного бассейна, вероятно, не превышает 8,5 тыс.км^2. Ряд скважин, пробуренных в этой зоне, на Крапивинской, Карандашевской, Восточно-Демьянской площадях вскрыли, главным образом, эффузивы основного состава, роговообманковые андезитовые порфириты, миндалекаменные плагиобазальты, кварцевые порфиры с телами и дайками диабазов. Датировка этих эффузивов затруднена, но среди них есть слабоизмененные, вероятно, триасовые. В краевой части прогиба на Южно-Демьянской площади вскрыты нижнекаменноугольные мелкокристаллические известняки с многочисленными остатками перекристаллизованной фауны и прослоями глинистых сланцев, вероятно, подстилающих эффузивную толщу. По результатам сейсмических работ в центральной части про-

гиба выделяется существенно терригенная толща, которая перекрывает комплекс эффузивных пород. По возрасту она, вероятно, относится к среднему-верхнему триасу и предположительно сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми угленосными толщами. Максимальная мощность осадочных отложений достигает трех км. В целом, учитывая размеры и состав толщ, перспективность прогиба на нефть и газ, вероятно, низка.

Бассейны унаследованно-наложенных впадин и прогибов

В пределах геосинклинально-складчатых систем доюрского фундамента, завершивших свое геосинклинальное развитие в раннем палеозое, в среднем и позднем палеозое происходило формирование крупных осадочных бассейнов квазиплатформенного типа. Центрами таких бассейнов, чаще всего, являлись синклинории, но, имея значительно большие площади, чем синклинории, отложения перекрывали и антиклинорные зоны маломощным чехлом. Последующие неоднократные эпизодические поднятия территорий и денудации осадочных отложений в первую очередь под антиклинориями, привели к наблюденным в настоящее время изолированным бассейнам - впадинам и прогибам. В открытых районах обрамления Западно-Сибирской плиты такие впадины и прогибы широко известны в Центральном Казахстане, где стабилизация завершилась в ордовике, а также в Алтае-Саянской складчатой области, в той ее части, стабилизация которой завершилась в среднем и позднем кембрии. Во многих таких впадинах и прогибах в 30-х годах настойчиво велись нефтепоисковые работы (Минусинские впадины, Кузнецкий и Карагандинский прогибы, Тенгизская, Зайсанская впадины).

На юго-востоке Западно-Сибирской плиты под мезозойско-кайнозойским чехлом присутствует серия унаследованно-наложенных впадин, в девоне и вероятно карбоне являющихся частями единого Мину-

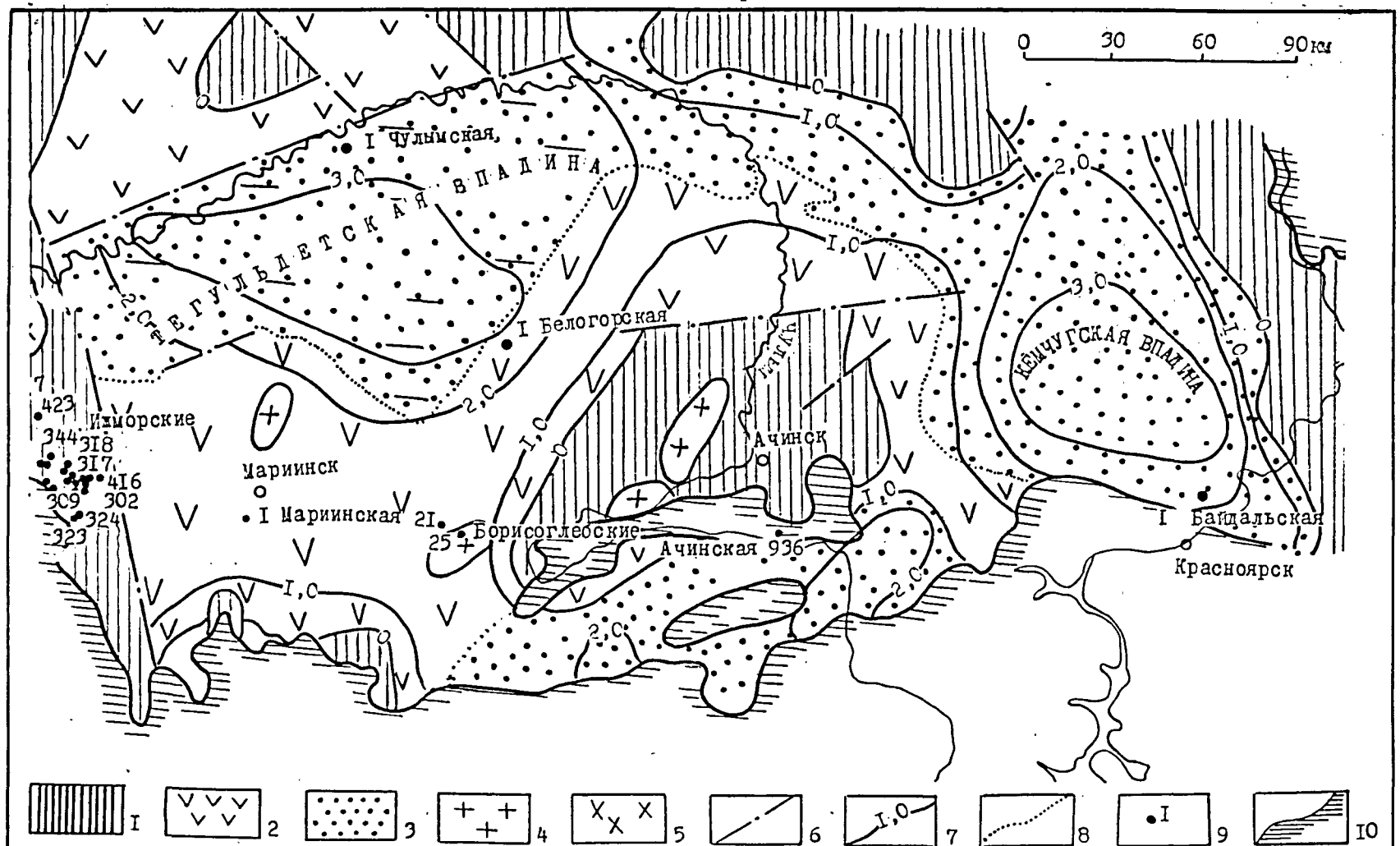
синского прогиба, представляющего по существу сложный покров переменной мощности, распавшийся на отдельные впадины, вероятно, в самом конце палеозоя или даже в триасовый период /II7/.

Тегульдетская впадина представляет одну из ближайших к обрамлению структур, аналогичных группе Минусинских впадин. По данным сейсморазведки и бурения /2I6/ (рис.76) она имеет резко сокращенный разрез средне-верхнедевонских и каменноугольных отложений по сравнению с Минусинскими впадинами. Площадь впадины составляет I0 тыс.км^2. Максимальная мощность средне-верхнепалеозойских отложений 3,5-4,0 км. Перспективы нефтегазоносности здесь, по аналогии с Минусинской группой впадин, связываются с верхнедевонско-нижнекаменноугольными, морскими и лагунными отложениями. Их суммарная мощность в наиболее глубокой части впадины вероятно не превышает 2 км. Естественно, что сокращение мощности в Тегульдетской впадине в сравнении со впадинами обрамления снижает ее перспективность на нефть по отношению к последним.

Алипский прогиб является следующей структурой типа Минусинских впадин. Прогиб выделяется исключительно по данным геологической интерпретации потенциальных полей, как зона относительного минимума поля силы тяжести и сложнопостроенного магнитного поля, специфичного для территории развития вулканитов нижнего девона. Разность гипсометрических отметок подошвы мезозойско-кайнозойского чехла в районе прогиба и верхних кромок магнитоактивных тел, отождествляемых с вулканитами быскарской серии нижнего-среднего девона, указывает на возможное осадочное выполнение прогиба мощностью до 2 км. Следовательно в пределах данной структуры происходит дальнейшее сокращение размеров и мощности разреза Минусинского прогиба, а соответственно и возможных потенциальных ресурсов.

ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ ДОВРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Составил О.Г.Жеро



I- выходы геосинклинально-складчатых комплексов, 2-территории распространения вулканогенно-осадочных и эффузивных пород основного состава, 3-территории распространения существенно-терригенных отложений, 4-интрузивные комплексы кислого состава, 5-интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава, 6-разломы, 7-изопахиты эпигеосинклинальных отложений, 8-границы фациальных замещений, 9-скважины вскрывшие довские образования, 10-граница сплошного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

Рис. 76

В а н ж и л ь с к а я (Ажарминская) впадина является самой северной структурой из этой группы. Скважины, пробуренные на Ажарминской и Западной площадях вскрыли красноцветные песчаники, туфо-песчаники, аргиллиты (рис.75). По аналогии их со средне-верхнедевонскими отложениями впадин обрамления плиты можно предположить, что впадина выполнена также средним-верхним девоном. По данным И.А.Олли и А.С.Фомичева содержание рассеянного органического вещества в красноцветных отложениях бассейна не велико: около 0,26%, а хлороформенного битумоида около 0,01%. Углефикация органического вещества находится на газовой стадии. Учитывая малые размеры бассейна и геохимические показатели, эти толщи являются малоперспективными для генерации углеводородов.

Результаты нефтепоисковых работ в Южно-Минусинской и Северо-Минусинской впадинах указывают на малую перспективность всей этой группы структур.

В пределах погруженных под мезозойско-кайнозойский чехол плиты структур Центрально-Казахстанской складчатой системы вероятно присутствует несколько впадин унаследованно-наложенного типа, близких по литологическому составу разреза и истории формирования с впадинами открытой части этой системы. Здесь скважинами на Яковлевской и Рявкинской площадях выявлены осадочные отложения, идентичные верхнедевонским и нижнекаменноугольным отложениям Тенгизской впадины. По данным геологической интерпретации поля силы тяжести и магнитного в этом районе не намечается небольших размеров впадина, именуемая Петропавловской. Небольшая впадина сложенная, вероятно, только девонскими вулканитами присутствует в районе Новолюбинской площади. Есть основание допускать и в других районах этой части плиты значительное количество подобных мелких впадин, реликтов былых более обширных покровов, сложенных средним-верхним палеозоем.

Наиболее крупной впадиной очевидно сложного строения, состоящей из группы отдельных мульд, является В а г а й - И ш и м с к а я. Судя по данным бурения на Вятинской, Ракитинской и Ишимской площадях впадина сложена осадочными образованиями карбона, среди которых имеются и карбонатные отложения. В наиболее глубоких мульдах несомненно должен присутствовать и верхний девон. Этот существенно морской комплекс, по-видимому, перекрывается толщами красноцветных континентальных глинисто-песчаных отложений (Дмитриевская площадь) и кислыми эффузивами (Вяткинская площадь). Несмотря на относительно большую площадь впадины (31 тыс.км^2) максимальная мощность отложений по данным расчетов не превышает 1,5-2,0 км. Геохимических исследований этих отложений не проводилось, но литолого-фациальный состав и мощность отложений, а также результаты нефтепоисковых работ в более значительной по масштабам Тенгизской впадине обрамления, не позволяет относить Вагай-Ишимскую впадину в разряд первоочередных перспективных осадочных бассейнов.

Бассейны палеозойских впадин платформенного типа

Бассейны этого типа развиты на востоке Западно-Сибирской плиты в полосе фундамента, образованного позднекембрийской Енисейской геосинклинально-складчатой системой и древними (карельскими) массивами, отторгнутыми этой системой от архейско-раннепротерозойского Сибирского кратона. По существу бассейны представляют собой элементы палеозойского чехла Сибирской платформы, развитого на более мобильном основании.

Палеозойские отложения здесь имеют резко переменную мощность: во впадинах Нядояхской, Маковской, Баихской их мощность равна 4 км, а в Касской она достигает 7 км. На поднятиях, разделяющих эти впадины, мощность палеозойских отложений небольшая. В ряде

мест они денудированы в результате многократных дифференцированных блоковых движений, особенно значительных в позднетриассово-раннеюрское время.

Выделение крупных осадочных бассейнов в этом районе плиты основано практически только на интерпретации геофизических данных. Единичные буровые скважины, вскрывшие чаще на небольшую глубину палеозойские отложения в Баихской, Маковской и Касской впадинах лишь подтверждают правомерность геологической интерпретации геофизических данных, но не дают материалов для оценки перспективности бассейнов на нефть (за исключением Касской впадины).

Наиболее крупным бассейном является Усть-Енисейский прогиб. Его площадь оценивается в 353 тыс.км^2. Предполагается, что прогиб сложен мощными толщами среднего верхнего палеозоя. В тектоническом отношении прогиб имеет возможно природу краевой структуры герцинид Таймырской системы. Палеозойские отложения перекрыты 7-8 километрами мезозойско-кайнозойскими отложениями Енисей-Хатангского прогиба.

Нядояхская впадина расположена на одноименном массиве карельской складчатости. Площадь впадины примерно 56 тыс.км^2. Разрез впадины вероятно представлен полным стратиграфическим объемом палеозоя и возможно позднего докембрия. Суммарной мощностью около 4 км. Палеозой залегает в районе впадины на глубине 5-6 км.

Баихская и Маковская впадины, расположенные в пределах байкалид Енисейской геосинклинально-складчатой системы и вероятно частично унаследующих синклинориев, структурные зоны последней перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом значительно меньшей мощности, чем предыдущие впадины (2-3 км). Здесь на Щучинской и Западно-Ермаковской площадях (Баихская впадина) вскрыты на небольшую глубину терригенные отложения,иден-

тичные каменноугольным отложениям Игарско-Туруханского района Сибирской платформы, на Кыксинской и Елогуйской площадях (Маковская впадина) - ордовикско-кембрийские отложения. Суммарная площадь Баихской и Маковской впадин, представляющих единый бассейн, составляет 97 тыс.км^2. Разрез представлен терригенно-карбонатными отложениями максимальной мощностью в 3,0-3,5 км.

Касская впадина, расположенная на одноименном массиве карелид, перекрыта еще более маломощным чехлом мезозоя и кайнозоя (I,5-2 км). Площадь впадины составляет примерно 62 тыс. км^2, а мощность осадочного выполнения до 7 км. Касская опорная скважина, расположенная почти в центре впадины, вскрыла палеозой на 840 метров. По данным А.А.Булынниковой /39/ верхние 535 метров, сложенные красноцветными песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями известняка, относятся к среднему девону, а нижнепалеозойские, также терригенные красноцветные отложения, - к эвенкийской свите верхнего кембрия. Если датировка нижней части вскрытого разреза верна, то основная часть осадочного выполнения впадины вероятно относится к верхнему докембрию. Девонская часть разреза аналогичная одновозрастным толщам Кемчугской и Рыбинской впадин, крайне мало перспективна на нефть.

Выяснение нефтеносности указанных осадочных бассейнов, по-видимому, целесообразно проводить после установления закономерностей формирования и распределения залежей нефти и газа в палеозое в пределах прилегающей западной части Сибирской платформы, где эти отложения развиты сплошным чехлом.

Бассейны орогенных межгорных прогибов, внутренних впадин и центральных частей синклинориев

В южной части плиты имеется ряд мелких орогенных прогибов: Муромцевский, Тевризский, Кыштовский, Купинский, Барабинский, сложенных вул-

каногенно-осадочными и терригенно-угленосными формациями, вероятно, верхнекаменноугольного и пермского возраста. Так, скважинами на Натальинской, Тебисской, Барабинской площади вскрыты алевролиты, аргиллиты, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, эффузивы основного состава, туфы и туффиты, песчаники и прослои с измененным углистым материалом. Мощность осадков невелика и максимально достигает I,5 км (Барабинский бассейн)(рис.77). Структурой, аналогичной по формациям, строению и времени развития Барабинскому прогибу является Жарминский прогиб Восточного Казахстана. Последний, ввиду интенсивной дислоцированности и метаморфизма осадочных пород при их относительно небольшом объеме не представляет интереса в смысле нефтеносности.

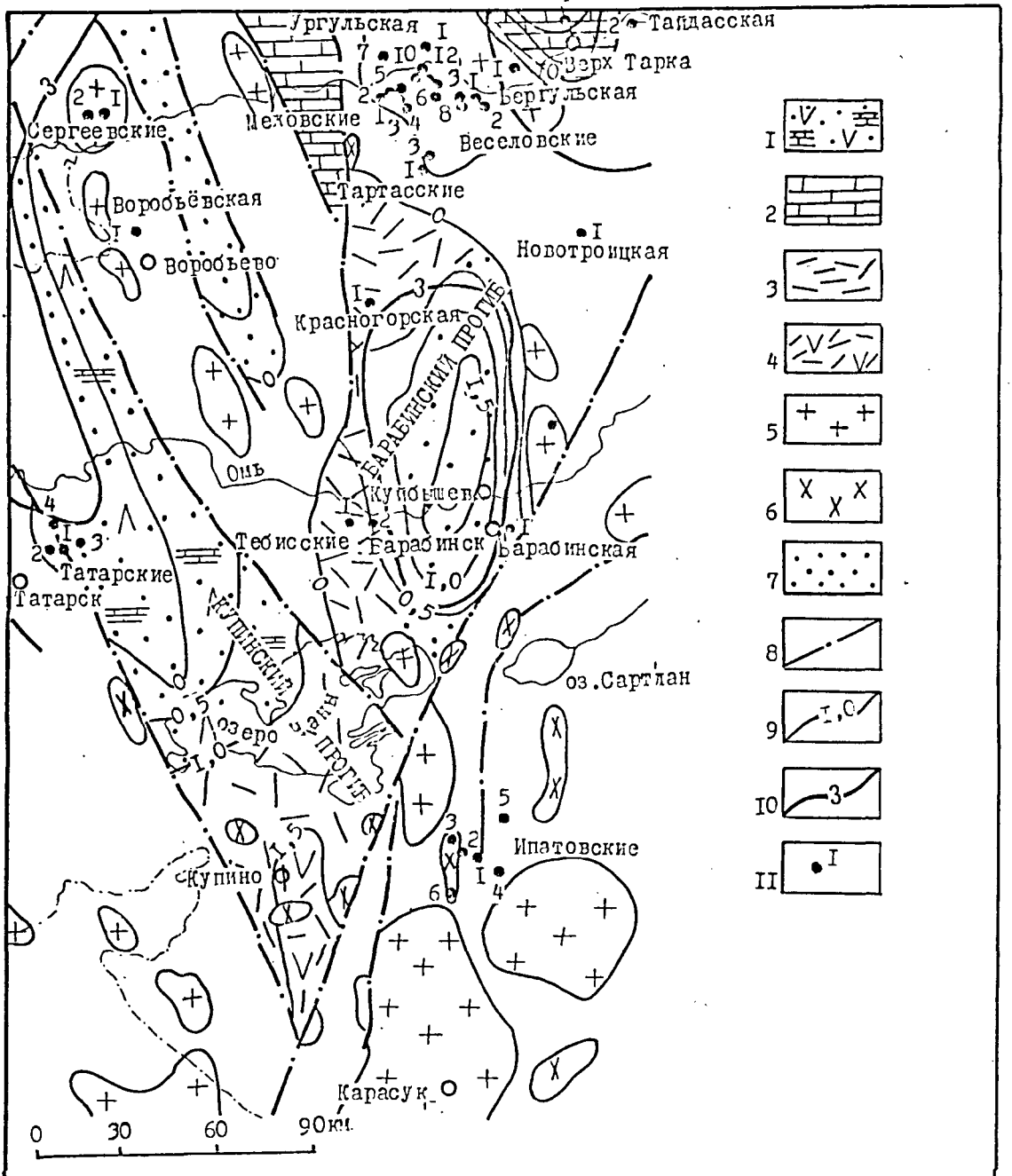
При общей же оценке перспектив нефтеносности перечисленных прогибов необходимо учитывать их, возможно, меньшую денудированность и дислоцированность в сравнении с Жарминским. В связи с этим можно допустить, что в недрах их могут быть небольшие скопления нефти или газа, но в целом эти структуры безусловно малоперспективны.

В пределах герцинид Центрально-Западносибирской системы присутствует две орогенные впадины Кенгская и Бакчарская. Они сложены сероцветными угленосными толщами верхнего карбона и перми и эффузивно-осадочными комплексами с телами базальтов и долеритов, очевидно триасового возраста. Максимальная мощность осадочных пород этих впадин порядка двух км. Впадины малоперспективны на нефть и газ ввиду их небольших размеров, континентальных условий формирования осадков, развитию кислых эффузивов.

Юганo-Покурская внутренняя впадина расположена между двумя системами антиклинорных зон Верхнедемьянско-Сургутско-Пурпейской и Нижневартовско-Агапской. В единичных скважинах

БАРАБИНСКИЙ И КУПИНСКИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПРОГИБЫ

Составил О.Г.Лоро



I-территория распространения терригенно-карбонатных отложений в нижней части разреза и вулканогенно-осадочных образований в верхней части разреза, 2-территория распространения преимущественно карбонатных отложений, 3-территория распространения вулканогенно-осадочных образований и эффузивов кислого состава, 4-территория распространения вулканогенно-осадочных образований и эффузивов смешанного состава, 5-территория распространения терригенных отложений, 6-интрузивные комплексы кислого состава, 7-интрузивные комплексы основного и ультраосновного состава, 8-разломы, 9-изопахиты отложений (в км), 10-глубина залегания осадочных бассейнов доюрского фундамента, 11-скважины, вскрывшие образования доюрского фундамента.

Рис. 77

(Локосовская, Ягунская, Покачевская, Сургутская площади),пробуренных во впадине и на ее бортах вскрываются вулканогенные образования, относимые к нижнему триасу. Можно предполагать, что триасовые образования подстилаются во многих местах терригенными толщами верхнего палеозоя. Каких-либо сведений о составе и геохимии битумов и нефтей в настоящее время не имеется. В северной части впадина пересечена рядом сейсмических профилей. По ним видно, что мощность комплекса и не постоянна (от 0,5 до 2 км). По всей вероятности, несмотря на большие размеры внутренней впадины (60 тыс. км^2) эта структура не представляет большого интереса в смысле потенциальных ресурсов нефти и газа, но для окончательного вывода требуется бурение ряда параметрических скважин.

Орогенными позднепалеозойскими формациями сложены центральные части синклинорных структур Уральской складчатой системы,погребенные под мезозойско-кайнозойским чехлом. В составе фундамента Приуральской части плиты наиболее крупными синклинорными являются Ляпинский (продолжение Нижнетагильского) и Шеркалинский, разветвляющийся в южной части на Алапаевский и Талицкий, Ляпинский синклинорий изучен только геофизическими методами. Расчеты глубин до магнитоактивных масс показывают, что мощность осадочных пород здесь достигает всего I,5 км, а расширение синклинория в сравнении с открытой его частью незначительно. В связи с этим, по аналогии с открытой частью Тагильского синклинория Ляпинский синклинорий, вероятно, бесперспективен для формирования промышленных скоплений углеводородов.

Более благоприятные, но, по-видимому, не оптимальные общегеологические условия для нефтеобразования и сохранения залежей можно предполагать в Шеркалинском синклинории, имеющим значительно большие размеры в поперечнике и большую мощность осадочных пород, чем Ляпинский синклинорий.

Бассейны грабен-рифтов

Рифтовые зоны доюрского фундамента, как было показано в главах 3 и 4, представляют собой протяженные отрицательные структуры, имеющие тенденцию к нисходящим движениям на всем этапе своего развития и в платформенный период.

Основным грабен-рифтом Западной Сибири является Уренгойско-Колтогорский. Породы, выполняющие рифт вскрыты единичными скважинами только к югу от широтного течения р.Оби. Здесь в составе грабенового комплекса присутствуют только формации нижнетриасовых базальтоидов. В северных районах, где грабен-рифт значительно расширяется над вулканогенной частью грабенового комплекса, судя по данным расчетов глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел, имеются осадочные отложения среднего-верхнего триаса большой мощности. Мощность этой части комплекса не менее 2-3 км. Отложения, учитывая характер тектонического развития грабен-рифтов, вероятно, представлены лагунными фациями, обогащенными рассеянным органическим веществом как сапропелевого, так и гумусового типа. Нефтепроявления в рэт-лейасе Челябинского, Буланаш-Елкинского, Анохинского, Кушмурунского и других грабенов показывают на возможную промышленную нефтегазоносность более крупных триасовых бассейнов, в частности, Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, имеющего протяженность порядка 600 км, при ширине 40-60 км и мощности осадочных пород 2-3 км.

На возможную перспективность триасовых и нижнеюрских отложений севера Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта указывал еще в 1966 году Н.Н.Ростовцев. Кроме Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта перспективны триасовые отложения в Худуттейском, Аганском, Ямальском грабен-рифтах.

Ямало-Тазовский пермо-триасовый квазиплатформенный бассейн

Материалы бурения (Надымская, Южно-Русская, Яганская площади) и сейсмические профили методом преломленных волн в северной части Западно-Сибирской плиты, а также геологическое строение горного обрамления показывает на широкое развитие на севере плиты средне-верхне триасовых и возможно пермских отложений. Суммарная мощность отложений в синклинориях и межгорных прогибах и грабен-рифтах достигает 2-3 км.

Этот квазиплатформенный чехол представляет несомненный интерес как возможно потенциально нефтегазоносный комплекс. Однако, глубины его залегания в целом более 4 км, а в центральной части севера плиты более 7 км. Тектоническое строение пермо-триасовых отложений, очевидно, имеет большое сходство со строением чехла.

Таким образом, в фундаменте Западно-Сибирской плиты присутствует целый ряд потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов, сопоставление которых в самых общих чертах позволяет провести нефтегазоперспективное районирование, представленное на приложении 8. Впервые такое районирование осадочных бассейнов доюрского фундамента было проведено и опубликовано автором совместно с В.С.Сурковым и Л.В.Смирновым в 1968 году /77/. Необходимо отметить, что работами последних десяти-двенадцати лет было установлено, что площади развития возможно нефтегазоносных отложений в составе фундамента плиты значительно меньше, чем предполагалось. В ряде бассейнов было установлено полное отсутствие эпигеосинклинальных отложений, в других - перспективность отложений оказалась не столь значительной, как предполагалось. Наибольший интерес представляет Нюрольский осадочный бассейн, где были сосредоточены основные объемы буровых и геофизических работ последних лет. Осадочными бассейнами, которые доступны для изучения глубоким

бурением являются краевые прогибы и унаследованно-наложенные впадины. В этих структурных зонах необходимо пробурить параметрические скважины и провести определенный комплекс геофизических работ.

Большими потенциальными ресурсами, вероятно, обладают осадочные бассейны Уват-Хантымансийского срединного массива. Однако эти бассейны по техническим возможностям пока труднодоступны для широкого изучения глубоким бурением. Для оценки нефтегазоносности орогенных прогибов, внутренних впадин необходимо пробурить ряд параметрических скважин в наиболее крупных из них.

ГЛАВА 7

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА В НИЖНИХ ГОРИЗОНТАХ ЧЕХЛА

Формированию многочисленных залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирского бассейна способствовали особенности строения его фундамента.

Сочетание движений структурно-формационных зон складчатых систем и крупных блоков фундамента, а главным образом грабен-рифтов контролировало в течение всего мезозоя и кайнозоя главные направления в распределении фаций чехла, процессы генерации, миграции и аккумуляции углеводородов. Устойчивое компенсируемое седиментацией прогибание бассейна привело к накоплению уникальных количеств рассеянного органического вещества. По концентрации и абсолютным массам органического вещества, особенно в юрских отложениях, Западно-Сибирский бассейн не имеет аналогов среди мезозойских осадочных бассейнов северного полушария. Это предопределило его огромный нефтегазопроизводящий потенциал /54,101-103,106,109, 161/. Общегеологические предпосылки позволяют высказать убеждение в высокой перспективности нижних горизонтов чехла в ряде районов плиты на сегодня еще слабо или совсем не изученных бурением.

7.1. Перспективы поисков нефти и газа в нижне-средне-юрских отложениях Мансийской синеклизы

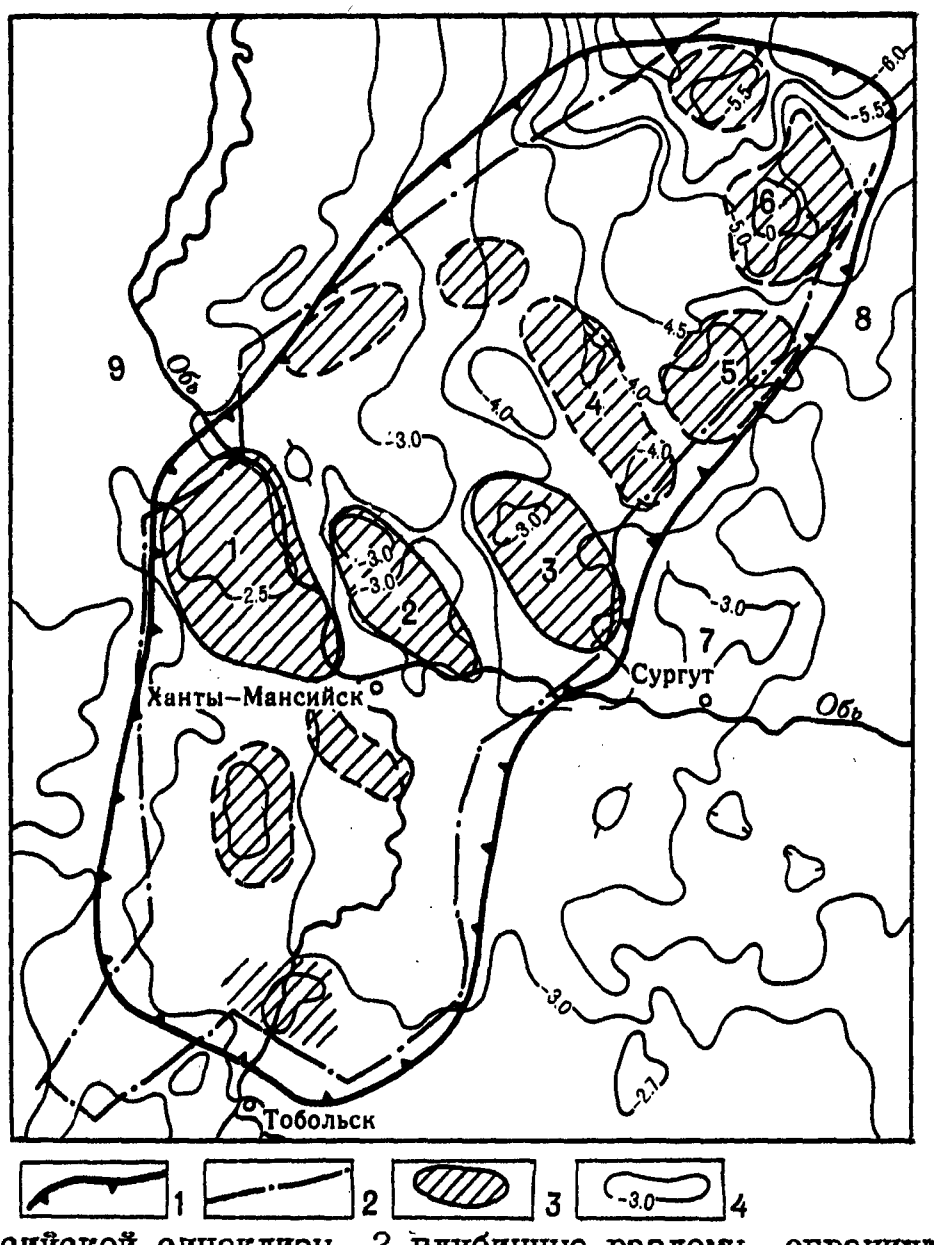
Мансийская синеклиза - крупнейшая структура мезозойско-кайнозойского чехла. Она подстилается Уват-Хантымансийско-Ямальским срединным массивом фундамента, который как древняя блоковая структура земной коры, на мезозойско-кайнозойском этапе характеризовался слабой тектонической активностью. Следствием этого явилось то, что на протяжении поздней юры и мела массив был областью устойчивого интенсивного погружения.

Здесь верхнеюрские и меловые отложения представлены преимущественно в более глубоководных глинистых фациях /9, 103/.

На фоне общего погружения Уват-Хантымансийско-Ямальского массива в мезозое, и особенно до средней юры включительно, относительно восходящими движениями характеризовались гранитизированные фрагменты байкальских антиклинорных зон. Над ними в мезозойском чехле были сформированы крупные поднятия - своды такие как Красноленинский, Ляминский, Новопортовский и др., представляющие собой на протяжении всего мезозоя региональные нефтесборные области (рис.78). Нисходящими движениями характеризовались фрагменты байкальских синклинорных зон, над которыми в мезозойско-кайнозойском чехле образовались крупные впадины (Ханты-Мансийская, Надымская и др.). Несомненно, помимо структур типа сводов, развивавшихся над фрагментами антиклинорных зон байкалид, в пределах синеклизы имеются более мелкие поднятия, которые формировались над горстовыми выступами фундамента. Такие выступы могут быть сложены как метаморфическими образованиями, так и осадочными, например известняками, в случае, если выступ расположен в пределах палеозойской впадины массива. Примером тому является горстовый выступ, обусловивший поднятие Горелой площади, близ Ханты-Мансийска.

Строение сводов и их контуры, судя по Красноленинскому наиболее изученному своду , очень сложные. Большая мощность меловых отложений на севере синеклизы в значительной степени обусловила слабую детальность изучения нижних горизонтов чехла и поверхности доюрского фундамента, в связи с чем структурные данные о строении сводов этой части синеклизы пока еще ограничены. Начало формирования Мансийской синеклизы как единой надпорядковой структуры нужно относить к поздней юре. До этого на территории синеклизы осадконакопление происходило преимущественно в крупных деп-

Крупнейшие своды в Мансийской синеклизе
(по О.Г.Жеро,Л.В.Смирнову,В.С.Суркову)

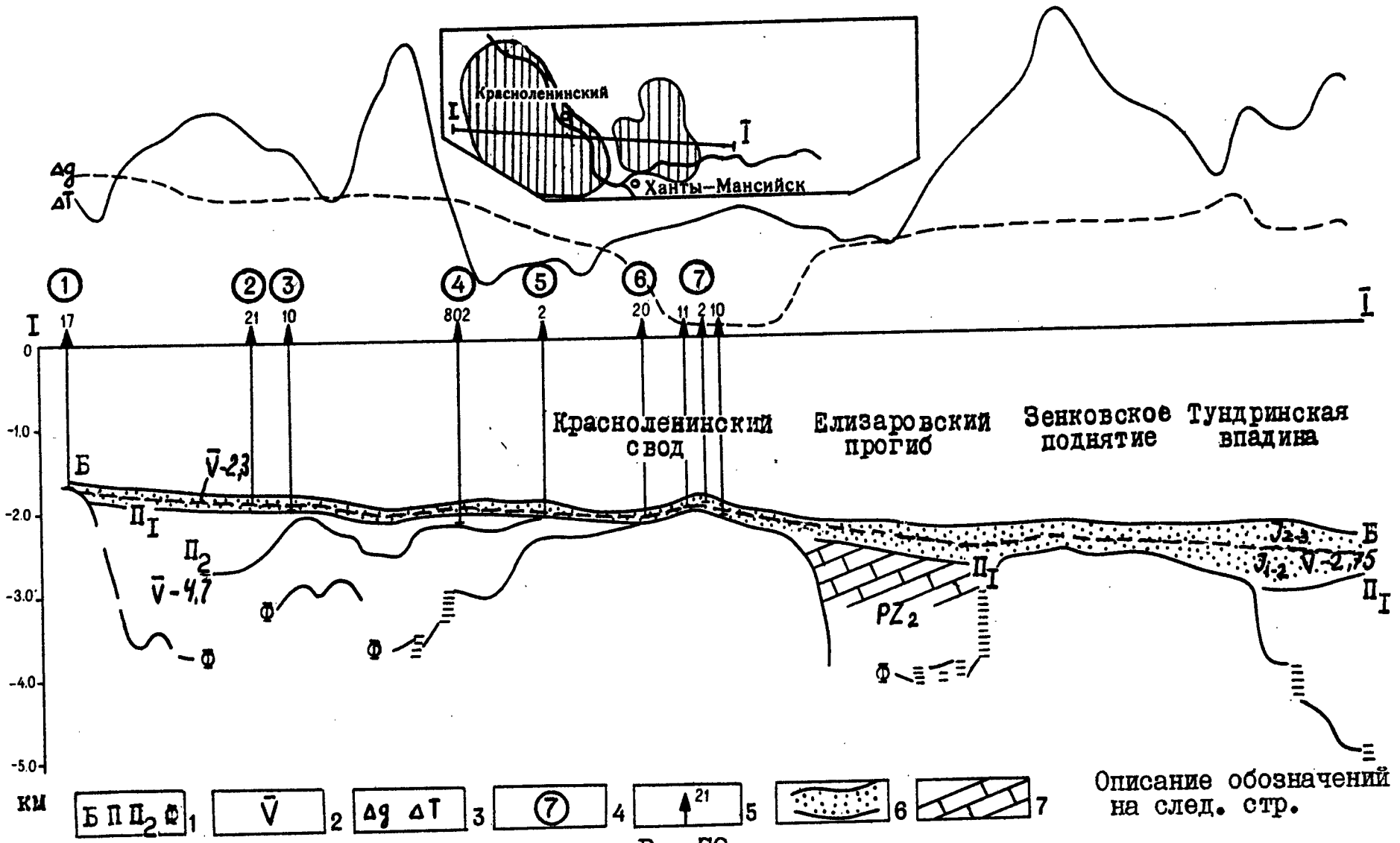


1-контуры Мансийской синеклизы, 2-глубинные разломы, ограничивающие срединный массив фундамента, 3-крупнейшие своды в Мансийской синеклизе: I.Красноленинский, 2.Нялинский, 3.Ляминский, 4.Юильский, 5.Верхненадымский, 6.Средненадымский, 4-изогипсы подошвы платформенного мезозойско-кайнозойского чехла. Цифры вне контура синеклизы: 7.Сургутская антиклиналь, 8.Пякупурская антиклиналь, 9.Нерчинско-Мозямская антиклиналь.

Рис.78

рессиях, разделяющих сводовые поднятия - выступы.

Затухающая денудация выступов антиклинорных зон, которая продолжалась до верхней юры, привела к накоплению на склонах сводов и в соседних с ними погруженных зонах значительных по мощности и различных по фациальному составу образований нижней - средней, и отчасти верхней юры (рис.79). Особенно большое значение для формирования коллекторов имеют песчаные разности пород, возникшие при денудации кремнистых сланцев и гранитоидов. Накопление таких осадков происходило на далеких склонах сводов в результате выноса их речными потоками. Песчаные отложения русловых и дельтовых фаций по направлению к центральным частям сводов постепенно замещаются зоной дезинтегрированных пород поверхности фундамента. Такие соотношения выявлены в результате нефтепоисковых работ в пределах Красноленинского свода. Здесь установлено, что на фоне общего относительного погружения в ранне-среднеюрское время наиболее полные и мощные разрезы сформированы над локальными впадинами и на крыльях сводов. Так, скважинами на Талинской Ем-Еговской, Каменной и др. площадях, расположенных на погружении Красноленинского свода, мощность отложения тюменской свиты возрастает на 100-200 метров, по сравнению с наиболее приподнятой частью, а на далеких погружениях на 300 м и более (рис.80). Причем, на крыльях сводов происходит не только увеличение мощности продуктивных слоев, но и появление новых, улучшаются и коллекторские свойства. В последнее время выявлены мощные нефтеносные пласты в низах тюменской свиты на далеком погружении Красноленинского свода. В частности скважинами на Талинской, Ем-Еговской и Пальяновской площадях вскрыт ряд высокопродуктивных слоев в тюменской свите. Исследование коллекторов нефти на площадях Красноленинского свода убедительно подтверждает, что их формирование связано с делювиально-пролювиальными шлейфами, протягивающимися от приподнятых



Описание обозначений на след. стр.

Рис.79

Условные обозначения к рисунку 79

Геолого-географический разрез Красноленинского свода

Сейсмические границы по Г.Б.Голионко,В.А,Завьялову,Н.В.Вдовиной

I - сейсмические границы (Б - опорный отражающий горизонт верхней юры, преломляющие границы: $П_I$ - $V_г$ =4,8-5,6 км/с; $П_2$ - $V_г$ =5,6-6,0 км/с; Ф- $V_г$ =5,8-6,4 км/с); 2 - пластовые скорости км/с; 3 - графики изменения потенциальных полей (Δg - гравитационного, ΔTa - аномального магнитного); 4 - разведочные площади (I-Адым-Юганская; 2-Терпивская, 3-Яхлинская, 4-Ем-Еговская, 5-Ингинская, 6-Ай-Торская, 7-Каменская); 5- поисково-разведочные скважины; 6 - нефтегазоносные отложения юры; 7 - существенно карбонатные отложения доюрского основания.

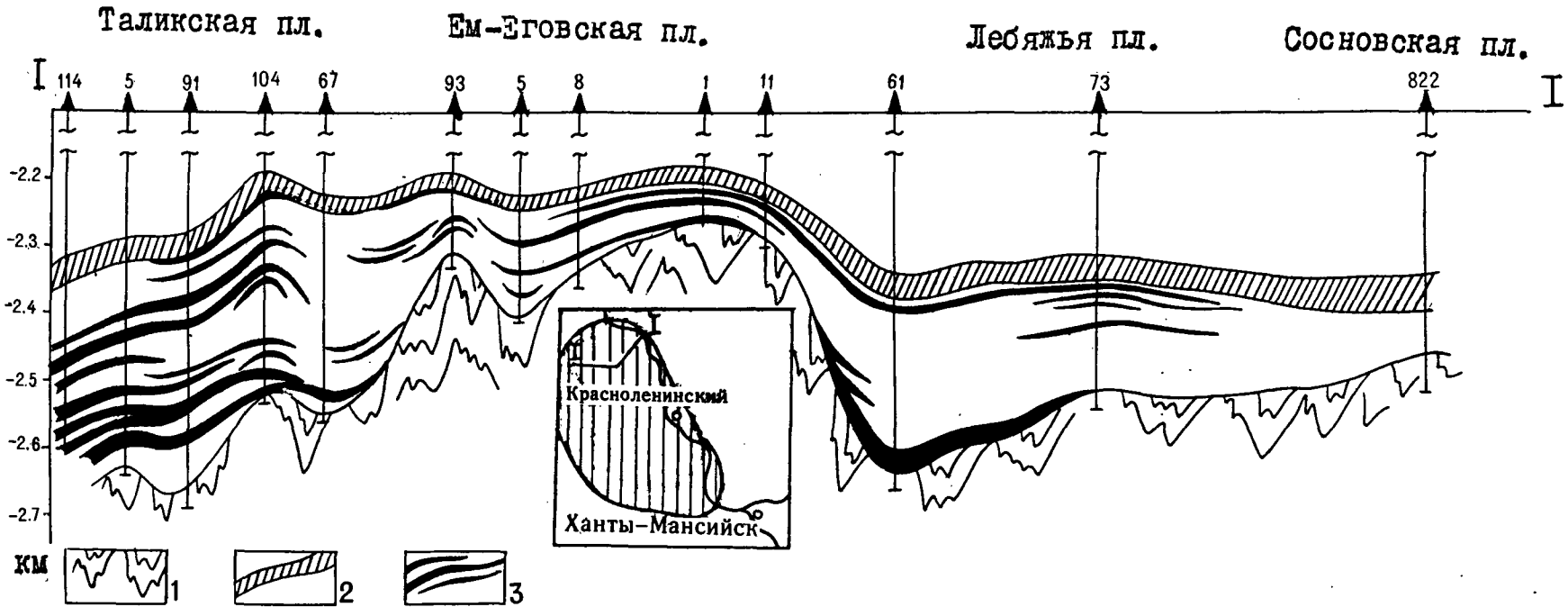


Рис. 80 ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА

(составлен О.Г.Жеро, Л.В.Смирновым по материалам объединения "Хантымансийскнефтегазгеология")

I-метаморфические и кристаллические комплексы доюрского фундамента, 2-аргиллиты баженовской свиты, 3-залежи нефти в алеврито-песчаных отложениях тюменской свиты.

участков выступов к депрессионным зонам /82,162/. Наиболее выдержанные по составу песчаные слои с высокими емкостными и фильтрационными свойствами в таких условиях сформировались на склонах сводов. В пределах приподнятых участков сводов формирование наиболее молодых нижних горизонтов чехла происходило уже в обстановке отсутствия локальных источников сноса, в связи с чем их разрез характеризуется повышенной глинистостью, а песчаные горизонты - низкими коллекторскими свойствами. Надо полагать, что выявленная закономерность фациальных изменений в базальных слоях юрских отложений на Красноленинском своде будет иметь место и в пределах других сводов Мансийской синеклизы, еще не изученных бурением, а также и на севере в районе Ямальской части срединного массива. Об этом, в частности, свидетельствуют залежи нефти, открытые на склонах Новопортовского свода, где имеют место залежи в нижних горизонтах чехла и дизентегрированных отложениях докембрия.

Таким образом, нижне-среднеюрские отложения Мансийской синеклизы содержат ряд емких пластов-коллекторов, благоприятных для скопления в них крупных залежей нефти и газа.

Чрезвычайно важным обстоятельством для нефтегазоносности нижних горизонтов чехла в пределах сводов Мансийской синеклизы и их склонов является длительное существование повышенного теплового режима в регионе. Высокие пластовые температуры и тепловой поток в синеклизе отмечали Ю.Г.Зимин, А.Э.Конторович /86/, Б.П.Ставицкий, С.И.Сергиенко, Г.Д.Гинсбург /213/, В.С.Сурков, В.И.Роменко и О.Г.Жеро /235/ и др. Источником повышенного теплового потока здесь являются зоны позднепалеозойской гранитизации. Нижне-среднеюрские отложения, перекрытые мощной экранирующей толщей глинистых образований верхней юры и мела, находились под воздействием относительно повышенных температур, что способствовало наиболее полному преобразованию рассеянных в них органических веществ в

углеводороды и эмиграции их из нефтепродуцирующих слоев в коллекторы. Не исключается возможность поступления углеводородов и из глинистых битуминозных отложений верхней юры. Несмотря на сложное строение коллекторов нижней-средней юры на сводах Мансийской синеклизы, в них могут быть встречены мощные нефтеносные песчаные слои /237/.

Перспективы поисков нефти и газа на новых территориях в пределах Мансийской синеклизы следует связывать в первую очередь со структурами крупных сводовых поднятий, таких как Ляминский, Юильский, Средненадымский и других. В настоящее время местоположение этих сводовых поднятий только намечено в результате комплексной интерпретации геофизических и геологических данных. Как показывает опыт поисково-разведочных работ на Красноленинском своде и его склонах залежи нефти в юрских отложениях имеют сложное строение и потребовались многие годы, чтобы их выявить. Нет оснований рассчитывать, что строение залежей нефти и газа в пределах других сводов будет проще. Поэтому при их поиске необходимо использовать весь арсенал современных научно-технических средств. Поиски нефти в нижне-среднеюрских отложениях усложняются в сравнении с Красноленинским сводом ввиду увеличения глубин залегания продуктивных горизонтов. По имеющимся в настоящее время данным наиболее крупным сводом,где необходимо в первую очередь развернуть геофизические и буровые работы является Ляминский свод.В его пределах метаморфические и изверженные породы фундамента залегают на глубинах 3,2-3,4 км,что примерно на 1000 метров глубже, чем на Красноленинском своде,Юильский свод имеет еще большую глубину залегания кровли фундамента (3,5-4,0 км). Наиболее глубоким является залегание фундамента на Средненадымском своде, где по данным расчетов и сейсмическим материалам КМПВ метаморфические породы погружены до 4,5-5,0 км (рис.78).

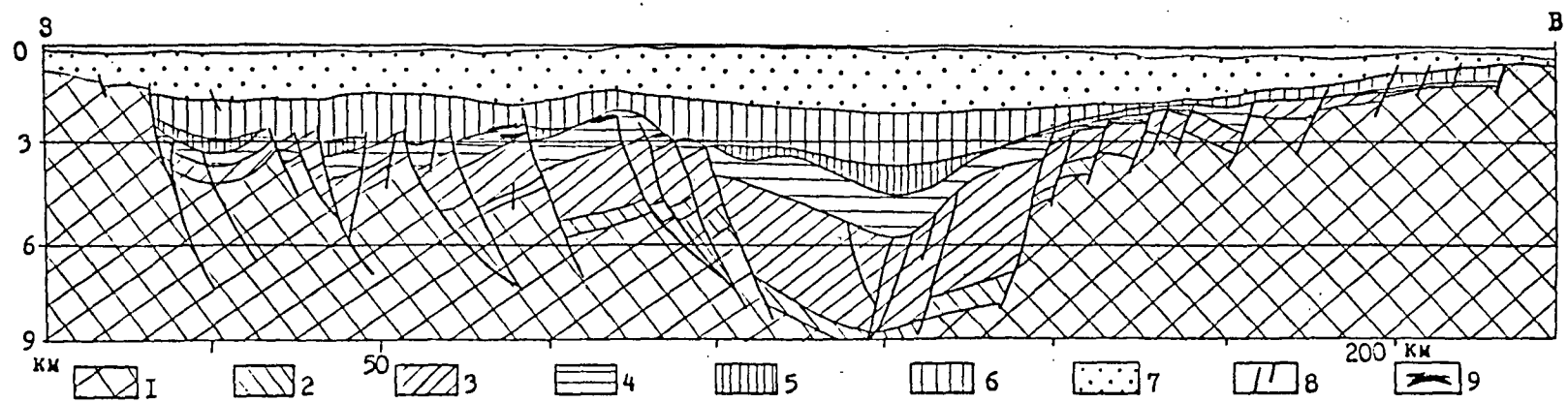
7.2. Перспективы поисков нефти и газа в нижних горизонтах чехла в пределах желобов над грабен-рифтовыми зонами фундамента

Основные открытые к настоящему времени нефтегазоносные горизонты на территории центральной части и севера Западно-Сибирской плиты приурочены к верхнеюрским, неокомским, аптским и сеноманским отложениям, т.е. к отложениям верхнего этажа плитного комплекса.

Нефтеносность нижнего этажа плитного комплекса (нижне-среднеюрских отложений) выявлена, главным образом, на юге плиты, а также в центральных и западных ее районах. Продуктивность этих отложений установлена на межрифтовых сводовых поднятиях Сургутской, Нижневартовском, Сенькино-Пудинском, Александровско-Васюганском, а также в пределах Шаимской зоны поднятий, Березовском районе и в Мансийской синеклизе на Красноленинском своде. В области же максимального влияния на строение чехла рифтовой системы фундамента, т.е. на севере плиты, нефтегазоносность нижнего этажа плитного комплекса еще практически не изучена, хотя имеющиеся данные по таким районам как Нижневартовский и Сургутский свидетельствуют о его больших перспективах. Подтверждением большой перспективности нижнего этажа плитного комплекса может служить геология нефтяных месторождений Северного моря, где к аналогичному этажу мезозойского плитного комплекса,слагающему желоба Викинг и Центральный, развитых над пермо-триасовыми рифтовыми зонами фундамента приурочены все крупнейшие месторождения (рис.81,82), тогда как нефтяные месторождения верхнего этажа Североморского бассейна имеют небольшие размеры.

Динамика роста добычи и прироста разведанных запасов недр Северного моря указывает на очень высокую плотность ресурсов углеводородов, связанных именно с отложениями нижнего этажа плитно-

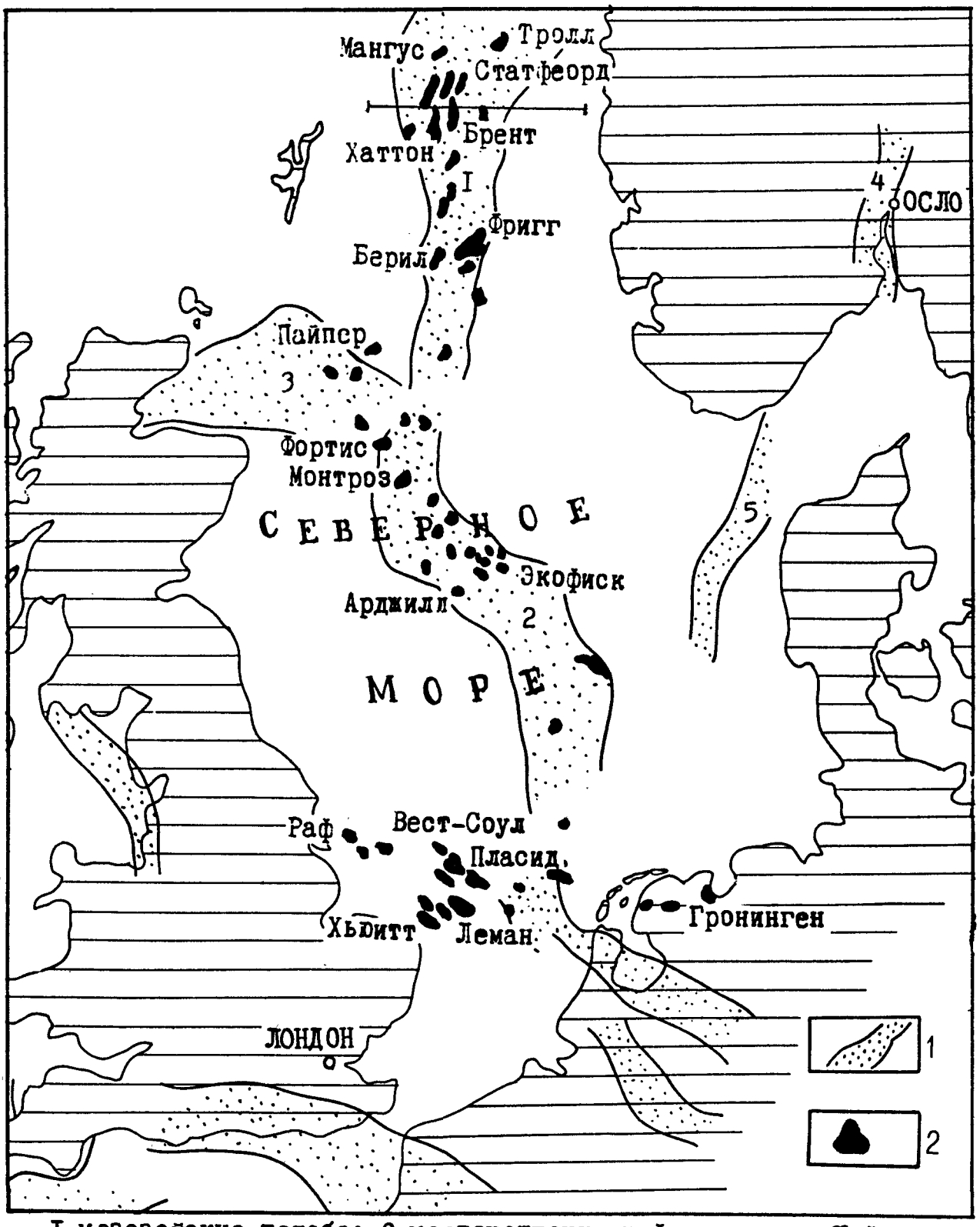
Структурный профиль грабена Викинг. По П.А.Циглеру(261).



I-фундамент; 2-пермь-девон; 3-триас; 4-юра; 5-нижний мел; 6-верхний мел; 7-третичные отложения; 8-разломы; 9-месторождения нефти. **Расположение профиля см. рис.82.**

Рис. 8I

Система мезозойских желобов над рифтовыми структурами фундамента в Северном море и расположение выявленных месторождений нефти и газа



I-мезозойские желоба; 2-месторождения нефти и газа. Цифрами на карте обозначены желоба: I-Викинг; 2-Центральный; 3-Морис-Ферт; 4-Осло; 5-Хорн.

Рис. 82

го комплекса, развитого в пределах желобов. В последние годы в этих отложениях открыт ряд месторождений нефти, из них газонефтяное месторождение Тролл, расположенное в северной, наиболее широкой части желоба Викинг. По-видимому по запасам оно будет гигантом /93/. Дебиты нефти здесь достигают 950 т/сут., а газа почти I,5 млн.м^3/сут. Мощность нефтегазонасыщенных пород составляет до 20-28 метров. Залежи приурочены к среднеюрским песчаникам.

Успехи в освоении нефтяных богатств, приуроченных к нижнему этажу плитного комплекса, развитого в пределах желобов Викинг и Центральный, позволили к началу I982 года довести разведанные извлекаемые запасы нефти Норвегии до 827 млн,т., Великобритании - до 2033 млн.т., но открытия продолжаются /93/. Сопоставляя размеры желобов и мощность нижнего этажа плитного комплекса в них Западно-Сибирской и Североморской провинций можно убедиться, что даже только по этим параметрам перспективы нефтегазоносности нижнего этажа плитного комплекса в пределах Западно-Сибирской плиты должны быть значительны.

Высокая нефтегазоносность верхнего этажа Западно-Сибирского плитного комплекса в центральной и северной частях плиты несомненно обусловлена также влиянием процесса рифтогенеза, что подтверждается тяготением всех гигантских месторождений нефти и газа к полосе развития структур над триасовой рифтовой системой фундамента. Желоба и сводовые поднятия чехла, созданные унаследованным движением структур рифтовой системы естественно дифференцировались по концентрации и составу органического вещества пород.

Повышенные концентрации органического вещества в породах присутствуют не только в пределах желобов, но и во впадинах на межрифтовых сводовых поднятиях (например в Нюрольской впадине). Весьма вероятно, что районы пересечения желобов со впадинами и прогибами на межрифтовых поднятиях являются местами аномально

высоких концентраций органических веществ.

Во время господства континентальных условий осадконакопления триаса и ранне-среднеюрской эпохи желоба и их борта являлись местами накопления существенно песчано-алевритовых осадков с терригенным типом органического вещества. Концентрация рассеянных органических веществ в этих породах не велика, но она значительно превышается (до 3-5%) в бортовых частях желобов, где наиболее частыми были озерно-болотные условия осадконакопления /236/. Близкие концентрации органических веществ имеют место и во впадинах на межрифтовых поднятиях. В поздне-юрскую эпоху и особенно в волжский век зоны желобов являлись районами отложения глинистых осадков с содержанием аквагенных органических веществ до 10%. На бортах желобов и на межрифтовых сводовых поднятиях концентрация органических веществ в породах снижается до 6-8%. Борта желобов,как отмечено в главе 4, имеют сложное ступенчатое строение. Подвижки по разломам в ряде случаев очевидно существенно влияли на изменение фациального состава и концентрацию ОВ пород. Так, в бортовой части Колтогорско-Уренгойского желоба в районе Тагринского и Айтульского поднятий отмечается сокращение мощности высокобитуминозных аргиллитов баженовской свиты и снижение содержания в них $C_{орг}$ до 4-6%. На Ершовской площади при сокращенной мощности верхней юры фация баженитов отсутствует совсем.

Однако в целом в пределах полосы структур чехла,сформированных рифтовой системой фундамента, отмечается наибольшая концентрация ОВ, но распределение его над разными структурами этой системы различно. Наибольшее количество ОВ очевидно должно быть сосредоточено в морских отложениях юры в желобах над рифтовыми зонами.

Органическое вещество в породах желобов претерпело и наибольшие катагенетические преобразования. Здесь действовали два

фактора преобразования ОВ пород: повышенный тепловой поток и литостатическая нагрузка от увеличенной мощности отложений. На стадии образования нижних горизонтов чехла повышенный тепловой поток над рифтовыми зонами обеспечивался не только теплопроводностью базитов рифтового комплекса, но и их становлением, как интрузивных тел. Над межрифтовыми поднятиями имеются отдельные зоны с повышенным тепловым потоком, который здесь связан с радиогенным теплом гранитоидных массивов, широко распространенных в составе антиклинориев позднегерцинских складчатых систем.

Следовательно органическое вещество пород центральной осевой полосы Западно-Сибирской плиты как в пределах желобов, так и на сводовых поднятиях подвергалось воздействию повышенного теплового потока.

Фактического материала, детализирующего общую картину распределения ОВ и его катагенетического преобразования, пока крайне мало, но имеющиеся отрывочные данные позволяют утверждать, что катагенетическая преобразованность ОВ в желобах выше, чем на их бортах и тем более на межрифтовых сводовых поднятиях.

Повышенная палеосейсмичность над рифтовой системой фундамента приводила к образованию макро- и микротрещиноватости пород, что способствовало ускорению генерации углеводородов из рассеянного органического вещества и эмиграции их в породы коллекторы /56, 142/. Эта же причина способствовала и межпластовой миграции углеводородов, увеличивающей этаж нефтегазоносности.

Таковы геотермические и частично геохимические предпосылки нефтегазоносности нижнего этажа плитного комплекса в пределах желобов над рифтовыми зонами и межрифтовых сводовых поднятиях.

Отложения триаса, за исключением севера Западно-Сибирской плиты, заполняют депрессионные формы рельефа и блоковые отрицательные структуры (грабены). В позднем триасе и ранней юре боль-

шая часть плиты была сушей, поднятия которой подвергались интенсивным эрозионно-денудационным процессам и накоплению алювиальных, пролювиальных и болотных осадков /9,I56,204,236/. В депрессионных зонах происходило накопление алювиальных, пролювиальных и озерно-болотных сероцветных глинисто-терригенных и туфогенных толщ с большим количеством гумусового органического вещества как рассеянного, так и концентрированного в виде пластов угля и углистых аргиллитов.

О возможной продуктивности триасовых отложений в настоящее время можно судить только по единичным фактам. Так, многочисленные нефтепроявления известны в пределах Челябинского грабена,где в скважине 2-К был даже получен непромышленный приток нефти. На территории Томской области признаки нефти отмечены в отложениях триаса на Черталинской площади, расположенной в пределах Колтогорского желоба, а на склоне Урманского выступа в Нюрольском прогибе в скважине 4 выявлена наибольшая залежь. Здесь триасовые отложения выполняют многочисленные врезы на межрифтовых поднятиях. Создают пролювиальные шлейфы и дельты палеорек. В пределах желобов в позднетриасовое время формировались русловые отложения. Примером пролювиальных грубообломочных отложений позднетриасового времени являются брекчии из кремнистых обломков широко развитые на Калиновой площади. Выполняя врезы на южном склоне Сенькино-Пудинского межрифтового поднятия, они имеют крайне прихотливую форму распространения. Именно к этой брекчии приурочены неструктурные залежи на Калиновой и Северо-Калиновой площадях. Если в южной и центральной частях плиты отложения триаса выполняют изолированные прогибы и впадины, то севернее Сибирских Увалов, судя по данным сейсморазведки, они образуют почти сплошной чехол. Мощность их в районах желобов достигает I500 и более метров. Результаты исследования каменного материала из скважин Усть-Енисейского и Хатанг-

ского районов указывают на появление прибрежно-морских фаций. Эти данные, а также открытие нефти в триасовых отложениях на о.Колгуев, свидетельствуют о большом потенциале триасовых отложений.

Близкие тектонические условия осадконакопления сохранялись и в начале тюменского времени. Тюменская свита сложена континентальными, реже прибрежно-морскими угленосными отложениями мощностью 100-300 м на межрифтовых сводах и 1000 м и более в желобах с общим региональным погружением слоев на север и к центральной части плиты. Свита в целом расчленяется на три подсвиты. Нижняя подсвита выполняет наиболее глубокие зоны впадин, прогибов и грабенов. Представлена она грубозернистыми песчаниками с линзами и прослоями алевролитов, аргиллитов, известковистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Формировались осадки в условиях разветвленной системы речных долин за счет разрушения возвышенностей и хребтов, сложенных осадочными, метаморфическими, кристаллическими, интрузивными и эффузивными породами.

Средняя подсвита (тогурская) имеет более широкое распространение. Однако и она тяготеет к более прогнутым зонам, заполняя сравнительно глубокие впадины и прогибы. Пачка сложена глинистыми породами, темно-серыми и бурыми, нередко битуминозными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников.

Верхняя подсвита сложена неравномерно переслаивающимися пластами песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей, накапливавшихся на обширных измененных территориях в субконтинентальных условиях с удаленными территориями размыва. Это привело к формированию толщ с большим количеством глинистого материала.

Большие мощности и площадь распространения тюменской свиты (возможно верхнего триаса), резко дифференцированные палеогеографические условия, режим повышенного теплового потока позволяют полагать, что этот структурный этаж чехла имеет все предпосылки

для высокой нефтегазоносности как в пределах рифтовых зон, так и межрифтовых поднятий и особенно их склонов.

Латеральная литолого-фациальная изменчивость осадков создала исключительно благоприятные условия для формирования ловушек структурно-литологического типа. Залежи в такого типа ловушках уже выявлены в пределах восточного склона Нижневартовского свода и Окуневского поднятия. В первом случае газоконденсатная залежь приурочена к пласту $Ю_8$ Квартовой площади, расположенной на западном борту Колтогорского прогиба (см.рис.34). Нефтяная залежь на Окуневской площади в пласте $Ю_6$ обусловлена, вероятно, во многом Усть-Тымским рифтом. На п-ве Ямал (Новопортовское месторождение) одной из продуктивных толщ является тюменская свита. Здесь выявлена продуктивная нефтегазоносность песчаных горизонтов в кровле свиты (пласты T_{2-3}, T_4). Проведенные геологоразведочные работы показывают, что опесчанивание разреза фиксируется вдоль как западного, так и восточного склона Новопортовского поднятия. Резкое увеличение мощности свиты в восток-северо-восточном направлении и существование на время ее формирования эродируемых выступов фундамента из метасоматических и изверженных пород дают основания предполагать значительное увеличение песчаных разностей в нижних погруженных горизонтах, расположенных на склонах и в основании Ямальского желоба.

В последние годы на Уренгойском месторождении пробурен ряд глубоких скважин, которые вскрыли отложения верхней части тюменской свиты. Материалы интерпретации промыслово-геофизических данных указывают на перспективность вскрытой части разреза. Так, в скв.254 по данным ГИС отмечено три продуктивных горизонта: интер. 3743-3800 м - газоконденсат, интер.3812-3819 м - нефть, интер. 3868-4003 м - нефть; в скв.114 - интер.3625-3638 м - газоконденсат. Исследование нефтегазоносности отложений тюменской свиты

только начинается. Поэтому важно сейчас наметить главные закономерности, которые определяют продуктивность данных отложений и формирование залежей нефти и газа в желобах над рифтовыми зонами и на межрифтовых поднятиях. Имеющиеся материалы показывают, что отложения тюменской свиты отлагались в весьма благоприятных тектоно-палеогеографических условиях, а термический режим способствовал наиболее полной генерации углеводородов. Данные условия должны полнее проявиться в северной части Западно-Сибирской плиты. Закономерности в формировании коллекторов и покрышек, которые подмечены в тюменских отложениях на юге плиты будут более развиты на севере плиты в пределах Уренгойского, Ямальского, Худуттейского желобов, так как там блоковые движения и изменения мощности были наибольшими. Об этом косвенно указывается в работах /9, 156,204 и др./.

Отложения верхней юры составляют самостоятельный нефтегазоносный комплекс. В них находится два основных продуктивных горизонта $Ю_2$ в основании васюганской свиты и песчано-глинистый пласт $Ю_I$ в кровле васюганско-подошве георгиевской свит. Своеобразный нефтеносный комплекс составляют аргиллиты баженовской свиты.

Накопление отложений верхней юры, в отличии от тюменской свиты, происходило в морских условиях и только в окраинных частях плиты режим осадконакопления был прибрежно-морским и континентальным.

К этому времени тектоническая активность рифтогенеза в формировании желобов снизилась, процесс перешел в стадию общего прогибания всего региона, что привело к выравниванию рельефа и отмиранию речной сети, сменившейся обширной трансгрессией моря. В это время Колтогорско-Уренгойский и другие желоба были зонами наиболее устойчивого морского режима. Смена режима осадконакопления повлияла и на фациальный состав осадков. В основании отло-

жений верхней юры сформировался базальный горизонт, который по мере трансгрессии моря перекрывался аргиллито-глинистыми породами. Глинизация разреза происходила в первую очередь в зонах с интенсивным прогибанием. В связи с этим песчаные толщи васюганской и георгиевской свит формируются в зонах мелководья и прибоя, т.е. в наиболее приподнятых блоках, а глинистые породы отлагались во впадинах и прогибах. Таким образом, опесчанивание разреза отложений верхней юры происходит на межрифтовых поднятиях и их склонах, что создавало в будущем благоприятные условия для формирования ловушек литологического и литолого-стратиграфического типа. Закономерности формирования песчаных и глинистых толщ рассмотрены в работах /I99,204,248/.

Практика поисково-разведочных работ подтверждает закономерность накопления песчано-глинистых фаций в келловей-оксфордское время вдоль склонов желобов. Продуктивные пласты $Ю_2$ и $Ю_I$ открыты вдоль восточного склона Колтогорско-Уренгойского желоба на Сев. Хохряковской, Лабазной, Харампурской, Верх-Часельской, Кынской и др.площадях. Поисковые работы в настоящее время показывают, что перспективы открытий залежей в этих отложениях увеличиваются по мере приближения к осевой зоне желоба, наследующего рифта. Нефтепоисковые работы на территории Томской области указывают на перспективы западного склона желоба и блоковых структур в его долине (Иглская, Таловая, Ломовая и др.). В северной части плиты в пределах западного борта Колтогорско-Уренгойского желоба на Ново-Молодежной, Ершовой, Тагринской, Еты-Пуровской и др. площадях нефтеносность келловей-оксфордских отложений улучшается в направлении к зоне желоба. На Новопортовском месторождении в скв.229 и I07, находящихся на борту Североямальского желоба в пласте $Ю_2$ выявлена залежь газа в ловушке литолого-стратиграфического типа. Залежь находится на юго-восточном погружении структуры. Открытие

залежей на Сургутском своде, где имеется целая серия мелких желобов и в выше отмеченных районах указывает на региональный характер этого явления.

Формирование коллектора и покрышек, как подмечено С.И.Филиной (248) и Е.А.Гайдебуровой обусловлено спецификой движений структур доюрского основания, режимом осадконакопления и палеогеографическими условиями. Тектонический фактор в распределении песчаного и глинистого материала имел основное значение. Материалы буровых работ дают возможность утверждать, что главное значение в смене фаций имела блоковая тектоника в эпоху отмирания процессов рифтогенеза. Концентрация ловушек литологического неоструктурного типа следует ожидать на склонах желобов, наследующих рифтовые зоны и в присводовых зонах межрифтовых поднятий.

Следовательно, продуктивность нижних горизонтов чехла сосредоточена в первую очередь в желобах над грабен-рифтами, эрозионных долинах над разломами растяжения в пределах межрифтовых поднятий. Эти отложения обладают высокими емкостными и фильтрационными свойствами. В них могут образовываться неструктурные литологически ограниченные залежи нефти и газа.

Проблема нефтеносности баженовской свиты (верхняя юра) стоит в особом ряду. Пока еще нет материалов, говорящих о прямом влиянии унаследованных движений рифтовой системы на фациальный состав баженовской свиты. Можно лишь полагать, что такая связь должна быть. Она должна выразиться и в изменении ее мощности, концентрации рассеянной органики. Так, на Тагринской площади, расположенной в бортовой части желоба в отложениях баженовской свиты появляются прослои алевролитов и песчаников /281/, на Етыпуровской площади в баженовских аргиллитах присутствуют крупные формы фаунистических остатков, указывающих на осадконакопление в условиях мелководья.

Фактический материал, который имеется в настоящее время, подтверждает возможность формирования ловушек литологического типа на склонах желобов, над грабен-рифтами и в меловых отложениях. Так на Тарасовском нефтегазовом месторождении открыта залежь на западном склоне желоба, которая приурочена к литологической ловушке (пласт $Б_{I4}$). На Восточно-Таркосалинском месторождении залежь нефти в пласте $БЛ_{I6}$ приурочена к литологической ловушке развитой также на западном склоне рифтовой долины. Севернее, в пределах Уренгойского месторождения, продуктивность пласта $БУ_{I6}$ (низы мегионской свиты) связаны с погружением его на восток, т.е. в сторону Колтогорско-Уренгойского желоба.

В пределах Ямальского желоба на его западном борте в новопортовской толще в скв. 151 по промыслово-геофизическим материалам выделено девять песчаных пластов (от $НП_0$ до $НП_9$), тогда как в приподнятой части Новопортовского месторождения их только четыре.

Из вышеизложенного вытекает весьма важный вывод о актуальности изучения нефтегазоносности нижнего этажа плитного комплекса. Для этого, в первую очередь, необходимо провести через зоны желобов детальные сейсмические работы ОГТ с обработкой их по системе ШГР и в наиболее интересных, с точки зрения возможности обнаружения залежей, зонах провести бурение глубоких параметрических скважин.

С учетом выявленных закономерностей изменения мощности и фациального состава нижнего этажа плитного комплекса над структурами рифтовой системы могут быть выделены зоны, наиболее перспективные для поисков залежей нефти и газа в сложнопостроенном коллекторе в пределах желобов и на их бортах, а также на межрифтовых поднятиях (приложение 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование тектоники фундамента и структуры чехла в региональном плане в связи с нефтегазоносностью палеозоя и триас-юрских отложений позволяет сделать следующие научные выводы и практические рекомендации.

I. Доюрский фундамент плиты характеризуется структурной, вещественной и возрастной неоднородностью. Геосинклинально-складчатое развитие его началось в рифее и завершилось в конце палеозоя. Наибольшую территорию в составе фундамента как на юге плиты, так и на ее севере занимают герцинские геосинклинально-складчатые системы: Уральская и Центрально-Западносибирская - позднегерцинские и Салымская - раннегерцинская. Уральская геосинклинально-складчатая система образует фундамент на западе плиты, где под мезозойско-кайнозойский чехол погружаются структурно-формационные зоны Южного и Среднего Урала. Как в открытой части, система здесь состоит из мегантиклинориев и мегасинклинориев необращенного типа развития. Она характеризуется широким развитием нижне-среднепалеозойских вулканитов, преимущественно основного состава, и орогенных верхнепалеозойских гранитоидов. Центрально-Западносибирская геосинклинально-складчатая система слагает фундамент всей центральной части плиты, протягиваясь в северо-западном направлении на полуостров Ямал. Южные, открытые части системы известны как Томь-Колыванская и Калба-Нарымская складчатые зоны. Систему образуют инверсионные мегантиклинории, антиклинории и, разделяющие их, межгорные прогибы, и внутренние впадины. Антиклинорные инверсионные зоны сложены очень ограниченным кругом формаций: глинисто-сланцевой, известняковой, кремнистой. Система характеризуется малым развитием вулканогенных образований, значительной орогенной метасамотической гранитизацией гли-

нисто-сланцевых трогов и как в открытой части, во многих случаях не полной инверсии. В Центрально-Западносибирской системе присутствуют отдельные интрагеосинклинальные блоки - фрагменты структур догерцинских систем, характеризующихся тектонической автономией и меньшей дислоцированностью и карбонатным составом перекрывающих их отложений среднего и верхнего палеозоя.

Салымская геосинклинально-складчатая система образует фундамент Обь-Иртышского междуречья. В открытой части Восточного Казахстана она известна под названием Чингиз-Тарбогатайской зоны. Система состоит из мегаструктуры необращенного типа развития: двух мегантиклинориев и мегасинклинория, их разделяющего. Здесь широко развиты средне-верхнепалеозойские вулканогенные образования основного и среднего состава. Орогенный этап, охватывающий поздний палеозой, сопровождался интенсивным кислым магматизмом.

Фундамент южной части плиты образуют структурные зоны каледонид Центрально-Казахстанской системы с широким развитием нижнего палеозоя и докембрия. Они распространены до широты Тобольска.

Наиболее древние геосинклинально-складчатые системы: Енисейская (байкалиды) и Салаиро-Кузнецкоалатаусская (салаириды), образуют фундамент восточной части плиты. В пределах Центрально-Казахстанской, Енисейской и Салаирско-Кузнецкоалатаусской систем развиты эпигеосинклинальные палеозойские структурно-формационные зоны унаследованно-наложенных прогибов и впадин, платформенного типа покровы.

Геосинклинально-складчатые системы разделяются срединными массивами, перекрытыми на значительной площади палеозойскими чехлами. Наиболее крупный массив, разделяющий герциниды - Уват-Хантымансийско-Ямальский.

2. Самыми молодыми структурами фундамента плиты являются ранне-среднетриасовые рифтовые зоны, представляющие собой звено

начального этапа развития Арктико-Среднеатлантической рифтовой мегасистемы, не вышедшего из стадии континентального рифтогенеза. Рифтогенез создал систему специфических структур, состоящую из грабен-рифтов приборотовых и межрифтовых блоковых поднятий. Последующее за расколом земной коры развитие рифтогенеза привело к устойчивому погружению гетерогенной складчатой области и формированию над ней мезозойско-кайнозойского плитного комплекса,который четко подразделяется на нижний и верхний этажи. Нижний этаж, в южных и центральных частях плиты, охватывает триас-нижне-среднеюрские, преимущественно континентальные отложения, нивелирующие структурную и эрозионную расчлененность палеозойской складчатой области, в связи с чем его мощность и стратиграфический объем очень изменчивы. На севере плиты устойчивая седиментация началась в среднем-позднем триасе, а нижне-среднеюрские отложения образовались в морских условиях.

Верхний этаж чехла на большей части плиты начинается верхнеюрскими морскими отложениями.

3. В соответствии с характером глубинного строения земной коры Западно-Сибирского сегмента Земли приобретают вполне определенные черты надпорядковые структуры мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, геологическое тело которого образует плитный комплекс. Крупнейшими элементами мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна являются его Внешний пояс и Внутренняя область.

Тектоника плитного комплекса обусловлена унаследованными движениями структурно-формационных зон фундамента,что является основой для генетической классификации платформенных структур и тектонического районирования их по времени формирования. Структурно-формационные зоны герницид своими унаследованными конседиментационными движениями сформировали в чехле соответствующего знака структуры первого и второго порядков. Структурообразование

этими движениями прекратилось в палеогене. Над более древними геосинклинально-складчатыми системами фундамента структуры чехла наследуют постгеосинклинальные блоковые зоны, конседиментационные унаследованные движения которых определялись продолжительностью движений по разломам и чаще всего затухали к меловому периоду, за исключением района Енисей-Хатангского прогиба, где они продолжались и в мелу. Над срединными массивами фундамента в мезозойско-кайнозойском чехле формировались, выраженные в той или иной форме, депрессии.

Грабен-рифтовые зоны фундамента своими унаследованными движениями создавали на протяжении мезозоя и кайнозоя мегажелоба и желоба, а межрифтовые блоки и борта грабен-рифтов - поднятия.

4. Рифейско-палеозойская история развития земной коры Западной Сибири характеризуется перманентным существованием геосинклинально-складчатого режима в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса, заложение которого в начале рифея привело к дроблению архейско-нижнепротерозойской протоплатформы. Самые молодые герцинские геосинклинально-складчатые системы пояса закладывались с непродолжительным перерывом на рифейских и рифейско-раннепалеозойских системах, создавая тем самым сложную структурную многоярусность и вещественную неоднородность земной коры. Повторность геосинклинально-складчатого развития, в ряде случаев разделяемого квазиплатформенными условиями, свидетельствует о неоднократном формировании эпигеосинклинальных, возможно нефтеносных осадочных бассейнов различного генезиса. В современной структуре доюрского фундамента они не подверглись коренной перестройке только на срединных массивах и интрагеосинклинальных жестких блоках. В пределах же герцинид многочисленные осадочные бассейны формировались только на орогенном этапе и сложены молассовыми верхнепалеозойскими образованиями. Особым типом осадочных бассей-

нов являются грабен-рифты. Подразделение палеозойских осадочных бассейнов по генезису имеет большое практическое значение для ориентировки поисков нефти и газа в доюрских образованиях.

5. Проблема нефтегазоносности доюрского фундамента имеет два направления: I) поиск нефти и газа в доюрских эпигеосинклинальных осадочных бассейнах и 2) поиск нефти и газа в дезинтегрированных породах эрозионно-тектонических выступов поверхности доюрского фундамента.

Анализ тектонической позиции палеозойских осадочных бассейнов, геохимии органического вещества пород, фаций и стратиграфического объема позволяет полагать, что первичный нефтегазогенерационный потенциал многих из них был велик, но последующие сложные дислокации существенно повлияли на сохранность залежей. Наименьшей переработкой характеризуются бассейны на срединных массивах и древних блоках. Это обстоятельство позволяет относить их к наиболее перспективным. По этим же причинам к наиболее перспективным отнесен и квазиплатформенный позднепалеозойско-триасовый чехол севера плиты. Менее перспективны унаследованно-наложенные впадины и краевые прогибы, и, наконец, малоперспективными являются позднепалеозойские орогенные молассовые прогибы и впадины. Пока буровые работы по оценке нефтегазоносности были сосредоточены только в бассейнах южной части плиты, а наиболее перспективные бассейны Уват-Хантымансийско-Ямальского массива и пермо-триасовый бассейн севера плиты еще практически не изучены.

В ближайшие годы необходимо провести параметрическое бурение в пределах наиболее значительных по размерам палеозойских бассейнов севера плиты. В Нюрольском бассейне необходимо бурение поисковых скважин на площадях, где были установлены полупромышленные притоки нефти с больших глубин от поверхности доюрского фундамента.

Региональным нефтегазоносным объектом является зона дезинтегрированных пород поверхности доюрского фундамента. Геологическое строение уже открытых залежей в этом объекте, гидродинамическая система на контакте чехол-фундамент и закономерности изменения состава нефтей нижних горизонтов чехла и дезинтегрированной зоны позволяют утверждать, что для нефтей, генерируемых нижними слоями инициальных депрессий чехла, дезинтегрированная зона пород поверхности фундамента является благоприятным коллектором. Дезинтегрированные породы эрозионно-тектонических выступов, приуроченных к бортам крупных мезозойских депрессий, где имеется более полный разрез нижне-среднеюрских (возможно триасовых) отложений с пачками слоев, насыщенных рассеянными органическими веществами, являются наиболее перспективными резервуарами для формирования залежей нефти.

Рифтогенная природа Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна осадконакопления позволяет говорить о еще больших потенциальных ресурсах углеводородов в сравнении с теми грандиозными запасами, которые открыты и прогнозируются сейчас. Главными объектами, на которые следует направить поисковые работы ближайших лет, несомненно являются юрские и триасовые отложения северной части Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, также, вероятно, имеющего рифтогенное происхождение.

Большую роль в создании нефтегазового потенциала триас-юрских отложений сыграли специфические тектонические и термодинамические условия, обусловленные рифтовой системой фундамента. Рифтовые зоны и межрифтовые блоковые поднятия, отложенные сериями структур, возникших в результате унаследованных движений структурно-формационных зон геосинклинального этапа, активно влияли на перераспределение осадков, их фациальный состав, а после нефтегазообразования - на эмиграцию углеводородов в коллек-

торы и формирование залежей. Межрифтовые композиционные блоковые поднятия (Нижневартовский, Александровский, Сургутский своды и Уренгойский мегавал, являющийся межрифтовым поднятием двух параллельных рифтовых зон и др.), представляя собой конседиментационные положительные структуры, явились площадями нефтегазонакопления. Желоба, развитые над грабен-рифтовыми зонами фундамента представляют наиболее обогащенные органикой участки чехла благодаря устойчивому нисходящему режиму движений. Повышенный тепловой режим рифтов, на начальных этапах чехлообразования, а впоследствии высокая теплопроводность базитов рифтовых зон, обеспечили наиболее благоприятные условия преобразования рассеянного органического вещества в углеводороды и эмиграцию последних. Борта желобов в силу фациальных изменений мезозойских отложений представляют первоочередной интерес для поисков неструктурных залежей.

Весьма перспективны для поиска залежей нефти и газа являются крупные сложнопостроенные сводовые поднятия в нижних горизонтах чехла и в дезинтегрированной зоне фундамента центральной и северной частей Мансийской синеклизы. Здесь, судя по строению фундамента, можно наметить около пяти структур, аналогичных Красноленинскому своду, сводовые и, особенно, крыльевые части которых перспективны для открытия залежей в базальной нижне-среднеюрской шеркалинской свите.

Таким образом, основные, защищаемые, положения работы сводятся к тому, что:

I. Фундамент Западно-Сибирской плиты гетерогенен на большей ее части, в том числе и в пределах центральных районов севера плиты, завершил свое геосинклинально-складчатое развитие в конце палеозоя.

2. Возникновение плиты, то есть формирование платформенного

чехла в едином мезозойско-кайнозойском седиментационном мегабассейне, обусловлено и генетически связано с рифтогенезом, начальная фаза которого, выразившаяся в расколе палеозойской складчатой области на всю мощность земной коры, произошла в раннетриасовую эпоху.

3. Структурообразование в платформенном чехле обусловлено унаследованными движениями структурно-формационных зон фундамента и, особенно, зон рифтового типа, игравших также большую роль в распределении мезозойско-кайнозойских песчаных фаций и преобразовании рассеянных органических веществ в углеводороды.

4. Перспективные направления наращивания нефтегазового потенциала Западной Сибири связаны с нефтегазоносностью триас-нижне-среднеюрских отложений рифтогенных зон желобов, сводов и их склонов в Мансийской синеклизе, с дезинтегрированными породами поверхности доюрского фундамента и с палеозойскими крупными осадочными бассейнами в составе доюрского фундамента на срединных массивах, интрагеосинклинальных блоков, а также с бассейном пермо-триасовых отложений севера плиты.

Реализация поисково-разведочных работ в данных направлениях несомненно будет в значительной мере способствовать планам прироста запасов нефти и газа в XII и последующих пятилетках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности / З.Т.Алескерова, Г.С.Крицук, П.Ф. Ли и др. Под общ.ред. Н.Н.Ростовцева. - М.: Госгеолтехиздат, 1958.- 391 с.

2. Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Ермаков Н.П. и др. Характер сочленения Урала с другими складчатыми системами и особенности строения унаследованных синклинориев.- В кн.: Особенности глубинного строения эвгеосинклинальных прогибов типа Тагило-Магнитогорского: Тезисы докладов. - Свердловск, 1975, с.4-5.

3. Амурский Г.И. О блоковом строении Каракумской области Туранской плиты. Бюлл.МОИП, отд.геол., 1964, т.39, вып.4.

4. Артемьев М.Е. О происхождении рифтовых впадин. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1968, № 4, с.58-73.

5. Артюшков Е.В. Что приводит в движение земную кору. - Природа, 1973, № 10, с.28-37.

6. Артюшков Е.В., Беэр М.А., Соболев С.В. и др. Механизм образования геосинклинальных поясов. - Советская геология, 1982, № 1, с.14-27.

7. Архангельский А.Д. К вопросу о покровной тактонике Урала. - Бюлл.МОИП, отд.геол., 1939, т.10, вып.1, с.104-112.

8. Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. - Бюлл. МОИП, отд.геол., 1933, т.11, № 4, с.323-348.

9. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины / Ред. член-корр. АН СССР И.И.Нестеров. - Тюмень. ЗапСибНИГНИ, 1976.

10. Афанасьев Ю.Т. Система рифтов Западной Сибири (тектоника и нефтегазоносность). - М.: Наука, 1977.- 102 с.

11. Бабаев А.Г., Жуковский Л.Г., Зоркин Я.М. и др. Типы раз-

рывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана. - Новости нефтяной и газовой техники, геология, 1962, № 3, с.38-41.

12. Баженов В.А., Даненберг Е.Е., Тищенко Г.И. Некоторые вопросы геологического строения доюрской эрозионно-тектонической поверхности и подошвенных образований чехла в связи с их нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. - Новосибирск, 1977, с.71-78.

13. Бакиров А.А., Князев В.С., Чарыгин А.М. и др. Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. - М.: Недра, 1970. - 248 с.

14. Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным) / Г.Р.Бекжанов, В.Н.Любецкий, Л.Д.Полевая и др. - Алма-Ата: КазНИиМС, 1975.- 170 с.

15. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники.- М.: Госгеолтехиздат, 1954. - 606 с.

16. Белоусов В.В. Основы геотектоники.- М.: Недра, 1975. - 264 с.

17. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков.- М.: Недра, 1978.- 232 с.

18. Белоусов В.В. Развитие геосинклинали и его глубинные тепловые источники (на примере альпийского развития Средиземноморской подвижной зоны).- В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М., 1980, с.25-32.

19. Беляевский Н.А., Борисов А.А. Структура и мощность земной коры СССР.- В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974, с.381-393.

20. Беляевский Н.А. Корреляционные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге, границами в земной коре и глубинами до поверхности Мохоровичича.- В кн.: Глубинное строение земной коры.

М., 1975, с.5-33.

21. Бененсон В.А. О геологическом строении фундамента Западно-Сибирской плиты.- Геотектоника, 1981, № 5, с.64-70.

22. Биджаков В.И., Миндигалеев А.С., Некрасов Н.Е. Геологические результаты параметрического бурения по палеозою Томской области. - В кн.: Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск, 1980, с.25-38.

23. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи.- М., Госгеолтехиздат, 1965.- 88 с.

24. Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.- Бюлл. МОИП, отд.геол., 1965, т.40, вып.6, с.8-43.

25. Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры. - Бюлл. МОИП, отд.геол, 1963, т.38 (3), с.3-32.

26. Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. - Геология и геофизика, 1968, № 8, с.15-26.

27. Богуш О.И., Бочкарев В.С., Юферов О.В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины.- Новосибирск: Наука, 1975.- 45 с.

28. Богуш О.И., Дубатолов В.Н., Дубатолова Л.В. и др. Стратиграфия и литология среднепалеозойских отложений по материалам бурения Малоичской скважины 4 (Новосибирская область). - В кн.: Девон и карбон Азиатской части СССР. Новосибирск, 1980, с.4-37.

29. Богуш О.И., Дубатолов В.Н., Заславская Н.М. и др. О составе и возрасте отложений, вскрытых Томбаевской скважиной 3 (Томская область).- В кн.: Девон и карбон Азиатской части СССР. Новосибирск, 1980, с. 38-42.

30. Борисов А.А. Глубинные разломы запада Средней Азии. - В кн.: Тектоника Туркмении. М., 1966, с.125-139.

31. Борисов А.А. Глубинная структура СССР по геофизическим

данным. - М.: Недра, 1967. - с.304.

32. Бородулин М.И., Хохлов М.Г., Омельченко В.Д. К вопросу о физической природе сейсмических границ в земной коре. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинами. Киев, 1971, с.351-353.

33. Бочкарев В.С. О геотектонической природе Западно-Сибирской низменности и ее мезо-кайнозойских дислокаций.- В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1971, с.149-168.

34. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления).- М.: Недра, 1973.- 138 с.

35. Бочкарев В.С., Куликов П.К., Погорелов Б.С. Стратиграфия досреднеюрских отложений.- В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. М., 1968, с.3-26.

36. Бочкарев В.С., Нестеров И.И., Худорожков Г.П. Строение доюрского основания Нижневартовского свода.- В кн.: Геология и нефтегазоносность Нижневартовского района. Тюмень,1974, с.16-24.

37. Бочкарев В.С., Погорелов Б.С. Возраст складчатого фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты. - Советская геология, 1973, № 7, с.122-129.

38. Бридуэлл Р.Дж. Рифт Рио-Гранде и диапировый механизм континентального рифтогенеза.- В кн.: Континентальные рифты. М., 1981, с.226-232.

39. Булынникова А.А., Сурков В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.- М.: Гостоптехиздат, 1962.- 75 с.

40. Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. - М.: Наука, 1975.- 192 с.

41. Варганов В.Г. О времени заложения Уральской палеозойской эвгеосинклинали. - Советская геология, 1975, № 11, с.146-149.

42. Вылцан И.А., Муромцев В.С., Жеро О.Г. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Кузбасса. - Л.: Гостоптехиздат, 1959.- 299 с.

43. Вылцан И.А. К вопросу о соотношениях ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентов в осадочных формациях. - Геология и геофизика, 1967, № 11, с.38-47.

44. Высоцкий В.Н., Сидоренков А.И., Пикулевич В.Д. и др. Размещение ловушек выклинивания в основных нефтегазоносных комплексах Западной Сибири. - Геология нефти и газа. 1982, № 9,с.1-6.

45. Вышемирский В.С., Доильницын Е.Ф., Перцева А.П. Палеозойские нефти в Западной Сибири. - Нефтегазовая геология и геофизика, 1973, № 1, с.33-35.

46. Габриэлянц Г.А., Блиславка А.Г. О тектонических нарушениях в центральной части Каракумов. - В кн.: Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья. М., 1961, с.200-204.

47. Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.А. Основные закономерности строения и развития молодых платформ. - Геотектоника, 1981, № 5, с.3-8.

48. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным) /Под ред. Э.Э.Фотиади и В.С.Суркова. Л.: Недра, 1971.- 208 с.

49. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. - В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т.Ш, М., 1974, с.5-194.

50. Глебовская Е.А., Евсеев Г.П., Иванцова В.В. и др. Новые данные об органическом веществе палеозойских отложений юго-востока Западной Сибири.- В кн.: Органическое вещество в современ-

ных и ископаемых осадках. Тез.докл.IУ семинара. М., I974, с.I34-I35.

5I. Гончаренко А.И., Кортусов М.П., Татьянин Г.М. Щелочно-ультраосновная вулканическая ассоциация юго-востока Западно-Сибирской плиты. - Докл. АН СССР, I98I, т.259, № 3, с.688-692.

52. Грачев А.Ф., Блюмштейн Э.И., Соколова Е.П. Лерцолитовые модули в щелочных базальтах северо-восточной части Байкальского рифта. - Докл. АН СССР, I973, т.2II, № 2, с.445-447.

53. Грачев А.Ф., Федоровский В.С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. - Советская геология, I970, № I2, с.I2I-I22.

54. Гурари Ф.Г., Зимин Ю.Г., Трофимук А.А. О поисках нефти в северных районах Западно-Сибирской провинции. - Геология нефти и газа, I97I, № I0, с.6-I0.

55. Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. К методике составления карт платформенных нефтегазоносных областей (на примере Западно-Сибирской плиты). - В кн.: Тектоника Сибири. Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., I972, т.5, с.34-38.

56. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты /Ф.Г. Гурари, К.И.Микуленко, В.С.Старосельцев и др. - Новосибирск, СНИИГГиМС, I970. - 93 с.

57. Дедеев В.А., Наливкин В.Д., Шаблинская Н.В. и др. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных. - Советская геология,I962, № 7, с.26-40.

58. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. - М.: Недра,I975.- 254 с.

59. Дербиков И.В., Гришин М.П., Агульник И.М. К вопросу о дизъюнктивной тектонике и методах ее выявления на территории

Западно-Сибирской низменности.- В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., 1960, с.5-14.

60. Дикенштейн Г.Х. Основные принципы составления Тектонической карты юга СССР. - В кн.: Тектоника Туркмении. М., 1966, с.33-42.

61. Драновский Я.А. Основные закономерности развития структур земной коры в позднем протерозое и фанерозое. - В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.,1974, с.370-380.

62. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Рыбалка В.М. и др. Новые данные о глубинном строении Урала (по результатам исследований на Красноуральском профиле ГСЗ).- Докл. АН СССР, 1981, т.258, № 1, с.173-176.

63. Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. - М.: Недра, 1976. - 158 с.

64. Егоркин А.В., Павленкова Н.И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям.- Геология и геофизика, 1981, № 4, с.86-95.

65. Елисеев В.Г., Нестеров И.И. Геологическое строение фундамента Шаимского и Красноленинского районов.- В кн.: Шаимский нефтеносный район. Тюмень, 1971, с.25-33.

66. Елисеев Н.А. Метаморфизм.- Л.: ЛГУ, 1959.- 416 с.

67. Еханин Е.В., Жаднова В.П. Способ аналитического описания структурно-стратиграфических поверхностей и результаты его опробования. - Новосибирск. СНИИГГиМС, 1971.- 132 с.

68. Жеро О.Г. К вопросу о нефтегазоносности Кузбасса.- В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., 1960, с.76-86.

69. Жеро О.Г. Коллекторские свойства песчаников верхнепалео-

зойских отложений Кузбасса.- В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., 1961, с.113-122.

70. Жеро О.Г. Основные черты тектоники и вопросы нефтеносности фундамента северной части Тургайского прогиба. - В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., 1962, с.25-39.

71. Жеро О.Г. Основные черты условий осадконакопления в девонском периоде на севере Тургайского прогиба.- В кн.: Геология нефтегазоносных районов Сибири. Л., 1964, с.137-146.

72. Жеро О.Г. Перспективы поисков нефти в палеозойских отложениях северной части Тургайского прогиба. В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Тургайского прогиба. М.,1964,с.35-41.

73. Жеро О.Г. Структурные ярусы северной части Тургайского прогиба. В кн.: Геология нефтегазоносных районов Сибири. Л., 1964, с.147-152.

74. Жеро О.Г., Кужельная З.В., Смирнов Л.В. Данные о составе рифтового комплекса южной части Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта. В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, 1977, с.96-101.

75. Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Принципы геологического картирования складчатых комплексов закрытых территорий.- В кн.: Методы комплексного геолого-геофизического изучения тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста. Тезисы докладов. Новосибирск, 1974, с.22-24.

76. Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Инверсионные антиклинорные структуры складчатых систем (на примере Калба-Нарымской и Томь-Колыванской зон Алтае-Саянской складчатой области). - В кн.:Комплексное геолого-геофизическое изучение глубинного строения складчатых областей палеозойского возраста.Тезисы докладов. Алма-Ата,

1977, с.II-I3.

77. Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. О перспективах нефтегазоносности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. - Геология и геофизика, 1968, № II, с.3-II.

78. Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области. - Геотектоника, 1974, № 5, с.52-60.

79. Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. Геологическое строение и нефтегазоносность палеозойских отложений Нюрольского бассейна.- В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. Новосибирск,1977, с.I2-3I.

80. Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. Метаморфические комплексы складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Метаморфические комплексы Азии, Новосибирск, 1977, с.I88-I95.

8I. Жеро О.Г., Сурков В.С. Геологическая природа преломляющих горизонтов и критерии выделения осадочных бассейнов в фундаменте Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Результаты геолого-геофизических исследований Сибири. Новосибирск, 198I, с.7-I6.

82. Журавлев Е.Г., Лапинская Т.А., Файн Ю.Б. Газонефтеносность коры выветривания фундамента Шаимского района.- Геология нефти и газа, 1973, № 6, с.9-I4.

83. Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей овального концентрически-зонального типа на примере палеозид Казахстана. Автореф. Дис.докт.геол.-минер.наук.- М., МГУ, 1980. - 36 с.

84. Запивалов Н.П., Плуман И.И. Геолого-геохимические предпосылки открытия залежей нефти и газа в палеозое юга Западной Сибири.- В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты.Новосибирск,1977, с.39-45.

85. Запивалов Н.П., Соколов Б.С. Стратиграфическое расчленение нефтеперспективного палеозойского разреза Западной Сибири.-

Докл. АН СССР, 1977, т.237, № 1, с.174-176.

86. Зимин Б.Г., Конторович А.Э. Некоторые особенности температурного поля в отложениях осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Материалы по тектонике нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск,1969, с.64-74.

87. Зимин Ю.Г., Конторович А.З., Фотиади Э.Э. Геотермический режим. В кн.: Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М., 1972, с.81-88.

88. Зоненштайн Л.П. Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника.- Геотектоника, 1971, № 6, с.3-26.

89. Зоненштайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.- М.: Недра,1972.- 240 с.

90. Иванцова В.В., Трушков П.А., Калмыков Г.С. О катагенезе органического вещества домезозойских пород юго-востока Западно-Сибирской плиты.- Проблемы нефти и газа Тюмени. Тюмень, 1981, № 50, с.13-17.

91. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии, как механизм образования магм.- М.: Наука,1982.- 120 с.

92. Казьмин В.Г. Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур.- Геология и геофизика, 1975, № 9, с.3-12.

93. Калинко М.К. Основные результаты поисков и добычи нефти и газа в некоторых зарубежных странах в 1981 г.- Геология нефти и газа, 1982, № 12, с.50-67.

94. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. К вопросу о механизме формирования офиолитовых поясов складчатых областей.- Доклады АН СССР, 1974, т.216, № 5, с.1124-1127.

95. Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. - Новосибирск, Наука, 1966. - 135 с.

96. Каратаев Г.И. О корреляционном линейном прогнозировании глубинного строения земной коры по гравитационным и магнитным аномалиям. - Геология и геофизика, 1963, № 12, с.137-139.

97. Карогодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность (Западной Сибири) - М.: Недра, 1974. - 177 с.

98. Карта метаморфизма Азии в масштабе 1:5 000 000 /Гл.ред. академик В.С.Соболев. ГУГК, 1978.

99. Кондиайн О.А., Кондиайн А.Г., Мазина Е.А. и др. Уральская складчатая система. - В кн.: Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов в масштабе 1:1 500 000 (объяснительная записка.- Л., 1975, с.114-126.

100. Кондрашев В.А., Канарейкин Б.А., Карапузов Н.И. Геологическое строение доюрских образований Нюрольского осадочного бассейна (по сейсморазведочным данным). - В кн.: Перспективы нефтегазоносности на юго-востоке Западной Сибири. Новосибирск, 1980. с.40-46.

101. Конторович А.Э., Бабина Н.М., Богородская Л.И. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. - Л.: Недра, 1967. - 224 с.

102. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности / А.Э.Конторович, Е.Л.Берман, Л.И.Богородская и др. - М.: Наука, 1971. - 251 с.

103. Геология нефти и газа Западной Сибири /А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др. - М.: Недра, 1975. - 680 с.

104. Конторович А.Э., Олли И.А., Биджаков В.И. и др. Геохимические критерии прогноза нефтегазоносности палеозойских отло-

жений юго-востока Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск,1980, с. 4-21.

105. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири / А.Э.Конторович, И.Д.Полякова, О.Ф.Стасова и др. - М.: Недра, 1974. - 188 с.

106. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири / А.Э.Конторович, И.Д.Полякова, П.А.Трушков и др. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971.- 36 с.

107. Конторович А.Э., Стасова О.Ф. Геохимия юрских и палеозойских нефтей юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты и их генезис.- В кн.: Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, 1977, с.46-62.

108. Конторович А.Э., Стасова О.Ф. Типы нефтей в осадочной оболочке Земли.- Геология и геофизика, 1978, № 8, с.3-13.

109. Конторович А.Э., Трофимук А.А. Литогенез и нефтеобразование.- В кн.: Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтоидов и битуминозных пород. Международный геологический конгресс XXV сессия. Доклады советских геологов. М., 1976, с.19-36.

110. Коровин М.К. Перспективы нефтегазоносности Западной Сибири. Докл. на I-ой сессии Зап.Сиб.филиала АН СССР.- Новосибирск, 1945. - 31 с.

111. Коротеев В.А. Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры восточного склона Южного Урала. Автореф. Дис. докт.геол.-минерал.наук - Миасс, 1982.- 48 с.

112. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. Масштаб 1:5000 000 / Гл. ред. А.Д.Щеглов.- М.: Аэрогеология Мингео СССР, 1980.

113. Косыгин Ю.А. Тектоника нефтегазоносных областей. - М.: Гостоптехиздат, 1958, ч.I. - 514 с.

II4. Косыгин Ю.А. Тектоника.- М.: Недра, 1969.- 616 с.

II5. Косыгин Ю.А. Основы тектоники.-М.: Недра,1974.- 216 с.

II6. Коц В.Г. Геолого-геофизическая характеристика региональных разломов Восточной Туркмении.- В кн.: Тектоника Туркмении. М., 1966, с.164-169.

II7. Краснов В.И. К палеографии Алтае-Саянской области в девонский период.- В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1970, с.135-154.

II8. Крылов Н.А. Формационные ряды чехла молодых платформ.- В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М., 1970, с.85-95.

II9. Крылов Н.А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ (Западно-Сибирской, Туранской, Предкавказской и других).- М.: Наука, 1971. - 156 с.

I20. Крылов С.В. О пологих сейсмических границах внутри фундамента.- Геология и геофизика, 1970, № 4, с.98-110.

I2I. Недра Байкала (по сейсмическим данным) /С.В.Крылов, М.М. Мандельбаум, Б.П.Мишенькин и др.-Новосибирск: Недра,1981.- 105 с.

I22. Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д. Строение верхней части консолидированной коры на территории Западной Сибири.- В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974, с.16-24.

I23. Крылов С.В., Суворов В.Д. Строение глубоких зон земной коры и верхов мантии в Западной Сибири.- В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974, с.25-29.

I24. Куликов П.К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру.- Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1968.- 155 с.

I25. Куликов Н.К. Геологические результаты комплексных исследований Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.- В кн.:

Геофизический сборник. М., 1971, с.99-102.

126. Куликов П.К., Белоусов А.П., Латышов А.А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система.- Геотектоника, 1972, № 6, с.79-87.

127. Куликов П.К., Погорелов Б.С. Геологическое строение складчатого фундамента в Шаимском нефтеносном районе Западной Сибири и его связь со структурами чехла.- Геология нефти и газа, 1968, № 6, с.44-46.

128. Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А. Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты.- Советская геология,1982, № 8,с.97-105.

129. Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П. Тепловой поток в пределах Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Проблемы нефти и газа Тюмени. Тюмень, 1981, вып.51, с.11-14.

130. Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы палеозойских складчатых областей.- В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, 1977, с.104-106.

131. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба.- М.: Изд-во АН СССР, 1960.- 276 с.

132. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа.- Геотектоника,1967, № 2, с.3-19.

133. Лысак С.В., Зорин Ю.А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны.- М.: Наука, 1976.- 96 с.

134. Любимова Е.А., Шелягин В.А. Тепловой поток через дно озера Байкал.- Докл. АН СССР, 1966, т.171, № 6, с.1321-1325.

135. Макагадзе Г.Д. К определению элементов залегания вертикального уступа по нулевой Δg .- Разведочная и промысловая геофизика, 1959, № 33, с.42-48.

136. Маркевич В.П. История геологического развития и неф-

тегазоносность Западно-Сибирской низменности.- М.: Наука, 1966.- 245 с.

137. Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления.- М.: Наука,1969.- 288 с.

138. Мельничук М.И. К вопросу о природе границ раздела земной коры. В кн.: Новые результаты геофизических исследований на Украине. Киев, 1977, с.58-65.

139. Мерзляков В.М., Терехов М.И. Проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР.- В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975, с.18-28.

140. Метаморфические комплексы Азии / Под ред.Соболева Г.Г., Лепезина, Н.Л.Добрецова.- Новосибирск: Наука, 1977. - 350 с.

141. Миков Б.Д. Практические приемы интерпретации магнитных аномалий в условиях сложного рельефа местности.- Методическое положение, Новосибирск: СО АН СССР, 1963.- 73 с.

142. Микуленко К.И. Типы трещин в породах мезозойского возраста южных и центральных районов Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Методика изучения коллекторов и коллекторские свойства пород нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск, 1966, с.146-149.

143. Микуцкий С.П., Петраков В.У., Олейников Б.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы.- Л.: Гостоптехиздат, 1963.- 184 с.

144. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования.- Бюлл.МОИП, отд.геол., 1975, № 5, с.57-84.

145. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов.- М.: Недра, 1976.- 279 с.

146. Милановский Е.Е. Тектоническое развитие земли в фанерозое в свете представлений о ее пульсациях и расширении.- В

кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М., 1980, с.15-25.

147. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии.- М.: Недра,1973.- 280 с.

148. Мирлин Е.Г., Бочарова Н.Ю. О связи глубинного строения Байкальского и Красноморского рифтов с горизонтальными движениями литосферных плит.- Океанология,1962, т.XXII,вып.4, с.595-601.

149. Морсин П.И., Крамник В.Н. Ускоренный способ вычисления глубин до намагниченных тел.- В кн.: Методы разведочной и промысловой геофизики в Западной Сибири. Новосибирск, 1968, с.97-99.

150. Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.- Изв. АН СССР, сер.геол., 1963, № 6, с.3-23.

151. Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.- Геотектоника, 1965, № 1, с.6-29.

152. Муратов М.В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей. - Геотектоника, 1974, № 3, с.36-46.

153. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин.- Наука, 1975.- 176 с.

154. Муратов М.В., Яншин А.Л. Развитие представлений о срединных массивах и их роль в строении складчатых областей.- В кн.: Тектоника срединных массивов (тезисы докладов). М., 1974, с.1-3.

155. Мюллер С. Эволюция земной коры.- В кн.: Континентальные рифты. М., 1981, с.194-205.

156. Мясникова Г.И., Ясович Г.С., Змановскач О.И. Перспективы нефтегазоносности пласта $Ю_2$ тюменской свиты центральной части Западной Сибири.- В кн.: Основные направления геологоразведочных работ. Тюмень, 1979, с.121-124.

157. Накаряков В.Д. Строение домезозойского фундамента при-

енисейской полосы Западно-Сибирской платформы.- Геология и геофизика, 1961, № 3, с.27-34.

158. Наливкин В.Д. Типы тектонических структур платформенного чехла.- В кн.: Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., 1965, с.46-156.

159. Наливкин В.Д. Типы промежуточных комплексов и их перспективы на нефть и газ (на территории СССР, в том числе Западной Сибири, и ряда зарубежных стран).- В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., 1975, с.159-161.

160. Наливкин В.Д., Хаин В.Е. Методика составления палеотектонических карт.- В кн.: Методы палеогеографических исследований. М., 1964, с.215-227.

161. Нестеров И.И. Критерии прогнозов нефтегазоносности.- М.: Недра, 1969.- 335 с.

162. Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Шпильман К.А. Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири.- М.: Недра, 1971.- 463 с.

163. Никонова Р.И. О пенеплене по фундаменту платформ.- В кн.: Морфотектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1981, с.10-17.

164. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Н.А.Флоренсова, И.П.Варламова.- М.: Недра, 1981. - 240 с.

165. Нуварьева Ю.А., Черненко Ю.Я., Гузман А.Г. Герцинские вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации.- В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с.64-77.

166. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития.- М.: Мир, 1967.- 304 с.

167. Павловский Е.В. Кратонизация земной коры материков.- Бюлл.МОИП, отд.геол., 1975, т.50, вып.4, с.5-31.

168. Павловский Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков. - В кн.: Тезисы докладов междуведомственного тектонического комитета по проблеме (Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии). М., 1975, с.15-18.

169. Павловский Е.В., Марков М.С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. В кн.: Деформация пород и тектоника: международный геологический конгресс, 22 сессия. Докл. Сов.геологов. Проблема 4. М., 1964, с.92-104.

170. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000 (объяснительная записка). - Л.: ВСЕГЕИ, 1977, т.1. - 136 с.

171. Тектоника Северной Евразии: (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000 000) /А.В. Пейве, Л.П.Зоненштайн, А.Л.Книппер и др. - М.: Наука, 1980. - 220 с.

172. Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.- Изв. АН СССР. Сер.геол., 1950, № 4, с.28-53.

173. Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненштайн Л.П. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. - Геотектоника, 1976, № 5, с.6-24.

174. Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. - Геотектоника, 1973, № 3, с.14-26.

175. Перспективы нефтегазоносности Западной Сибири (геологическое строение и проблема возможной нефтеносности) /Под ред. Н.А.Кудрявцева. - М.-Л.: Госгеолиздат, 1948.- 305 с.

176. Планетарная трещиноватость /Под ред. С.С.Шульца.- Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. - 76 с.

177. Плотников Л.М., Тазихин Н.Н. О роли тангенциальных сил

в геотектогене. - В кн.: Строение и развитие земной коры. М., 1964, с.184-193.

178. Погорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований Западной Сибири. - М.: Наука, 1977. - 86 с.

179. Погорелов Б.С. Фундамент Березовского газоносного района. - В кн.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л., 1964, с.167-183.

180. Подсосова Л.Л. Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении полярного Урала: Автореф. Дис. ... канд.геолого-мин.наук. - Новосибирск ИГиГ, 1977. - 24 с.

181. Проблема нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской плиты /Под ред. А.А.Трофимука, В.С.Вышемирского.- Новосибирск: Наука, 1977.- 236 с.

182. Проводников Л.Я. Схема структурных элементов, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным (в связи с перспективами нефтегазоносности). - Изв.вост.филиала АН СССР; 1957, № 6, с.19-34.

183. Проводников Л.Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным). - Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.

184. Пузырев Н.Н., Крылов С.В. Основные итоги региональных сейсмических исследований в Сибири. - В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, с.17-29.

185. Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.- М.: Изд-во АН СССР, 1959.- 154 с.

186. Пятницкий В.К. К вопросу об определении основных пара-

метров намагниченного тела.- В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., 1962, с.153-164.

187. Рамберг Ивар Б., Спьелднес Нильс. Тектоническая история области Осло.- В кн.: Континентальные рифты. М.,1981, с.297-319.

188. Резанов И.А. О вещественном составе глубоких слоев земной коры.- В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. Геофизические исследования строения земной коры: Международный геологический конгресс XXII сессия. М., 1965, с.45-56.

189. Резанов И.А. Земная кора.- М., Наука, 1974.- 160 с.

190. Резанов И.А. О сходстве континентальной и океанической тектоносферы.- Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 1982, № 2, с.18-25.

191. Решение совещания по классификации платформенных структур. ВНИГРИ.- Л., Недра, 1963.- 12 с.

192. Ростовцев Н.Н. Принципы построения структурных карт и тектонических схем платформенного чехла Западно-Сибирской низменности.- В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск,1961, с.5-11.

193. Ростовцев Н.Н. Проект классификации структур платформенного чехла Западно-Сибирской низменности (в связи с нефтегазоносностью). - Новосибирск. СНИИГГиМС, 1961.- 23 с.

194. Ростовцев Н.Н. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности.- Геология и геофизика, 1966, № 1, с.3-9.

195. Рубинштейн М.М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. - Геотектоника, 1967, № 2, с.21-30.

196. Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности / Под ред. чл. корр. АН СССР М.И.Варенцова. - М.: Недра, 1969. - 278 с.

197. Рудкевич М.Я., Латыпова З.А. Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979, с.67-80.

198. Рыжкова С.С. Геохимия палеозойских нефтей Малоичского месторождения (Западная Сибирь). - Геология и геофизика, 1981, № 4, с.137-141.

199. Салманов Ф.К. Закономерности распределения и условия формирования залежей нефти и газа (в отложениях Среднего Приобья). - М.: Недра, 1974.- 280 с.

200. Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон.- Киев: Наукова думка, 1966.- 298 с.

201. Семенович В.В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических областей.- Советская геология, 1964, № 5, с.75-84.

202. Семеркин В.И. О морфологии поверхности доюрского фундамента по району Нижневартовского свода Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Геофизические методы в изучении геологического строения и разведка месторождений нефти и газа в Тюменской области. Тюмень, 1975, с.58-67.

203. Семеркин В.И., Воронин А.И. Тектоника доюрского фундамента Обь-Иртышского междуречья в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности.- В кн.: Геология и нефтегазоносность Западной Сибири. Тюмень, 1973, с.51-72.

204. Сидоренков А.И., Ясович Г.С. Пространственно-генетические ассоциации ловушек выклинивания в мезозое Западной Сибири.- В кн.: Стратиграфия и фации фанерозоя Западной Сибири. Тюмень, 1982, с.93-108.

205. Симоненко Т.Н. Схема изогипс поверхности магнитных масс складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.-Докл. АН СССР, т.106, № 5, 1956, с.

206. Смирнов В.Г. Структурно-тектоническое строение платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (территории Тюменской области) по геофизическим данным (в связи с проблемой нефтегазоносности). Автореф. Дис. ... канд.геол.-мин.наук.- Тюмень: ТИИ, 1969.- 30 с.

207. Смирнов В.И. Зоны Беньофа и геосинклинальная металлогения.- В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Тез.докл. к Всесоюз.совещ. - Л., 1973, с.10-11.

208. Соболевская В.Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит.- М.: Наука,1973.-258 с.

209. Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР.- Л.: Недра, 1973.- 240 с.

210. Спижарский Т.Н., Громов Ю.Я. Палеотектонические карты и методика их составления.- В кн.: Методы палеогеографических исследований. М., 1964, с.228-247.

211. Спижарский Т.Н., Енокян В.С., Евсеев К.П. Новоземельская складчатая система.- В кн.: Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов в масштабе 1:1500 000. (Объяснительная записка).- Л., 1975, с.126-131.

212. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит /Под ред. В.Д.Наливкина. Л.: Недра, 1965.- 323 с.

213. Ставицкий Б.П., Сергиенко С.И., Гинсбург Г.Л. Интерпретация результатов исследования геотермического поля в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты.- Нефть и газ Тюмени. Геология. 1970, вып.8, с.16-10.

214. Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования) /Под ред. Н.Н. Пузырева, С.В. Крылова. Новосибирск: Наука, 1974. - 84 с.

215. Субботин С.И. О причинах обращенности рельефа и природе границы МОХО.- В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с.14-18.

216. Сурков В.С. Тектоника юго-восточной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным.- В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, 1962, т.I, с.123-129.

217. Сурков В.С. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты.- Советская геология,1968, № 8, с.34-46.

218. Сурков В.С. К вопросу обоснования внутреннего строения и возраста фундамента Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., 1972, с.47-60.

219. Сурков В.С., Гришин М.П., Жеро О.Г. История тектонического развития земной коры Сибири и генезис нефтегазоносных бассейнов.- В кн.: Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1981, с.3-14.

220. Сурков В.С., Гришин М.П., Жеро О.Г. и др. Методики построения карты рельефа поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.- В кн.: Методические рекомендации к атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. Новосибирск, 1981, с.20-27.

221. Сурков В.С., Жеро О.Г. Складчатые системы фундамента Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974, с.242-253.

222. Сурков В.С., Жеро О.Г. Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса.- Геология и геофизика, 1978, № 9, с.31-38.

223. Сурков В.С., Жеро О.Г. Тектонические этапы формирования современной структуры земной коры Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Проблемы нефти и газа Тюмени. Тюмень, 1978, с.12-16.

224. Сурков В.С., Жеро О.Г. Рифтовые системы Западной Сиби-

ри.- В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М., 1980, с.134-138.

225. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.- М.: Недра, 1981.- 143 с.

226. Сурков В.С., Жеро О.Г., Крамник В.Н. и др. Морфология рельефа поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, с.30-35.

227. Сурков В.С., Жеро О.Г., Павленков А.И. Строение рельефа поверхности геосинклинальных образований и осадочных бассейнов фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1974, с.6-11.

228. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. О салаирском тектогенезе в Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Вопросы геологии Сибири: Тезисы докладов (материалы к науч. конф., посв. 50-летию геолог. образования в Томском университете). Томск,1971, с.68-69.

229. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Геологическое строение поверхности доюрского фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (Томская, Новосибирская и Омская области).- В кн.: Вопросы разведочной и промысловой геофизики в Сибири. Новосибирск, 1973, с.11-17.

230. Сурков В.С., Жеро О.Г., Смирнов Л.В. Западно-Сибирская плита.- В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., 1977, с.133-141.

231. Сурков В.С., Жеро О.Г. Уманцев Д.Ф. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты.- В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. Международный геологический конгресс XXII сессия. Доклады советских геологов.М.,1968,с.80-87.

232. Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. Методика и результаты комплексной геологической интерпретации геофизических материалов при изучении строения Алтае-Саянской складчатой области.- В кн.: УП Всесоюзная научно-техническая геофизическая конф. Киев, 1972, М., 1972, с.29-31.

233. Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.- М.: Недра, 1973.- 144 с.

234. Сурков В.С., Жеро О.Г., Фотиади Э.Э. Западно-Сибирская плита.- В кн.: Карта магматических формаций СССР. Масштаб 1:2500000. Л., 1971, с.82-83.

235. Сурков В.С., Роменко В.И., Жеро О.Г. Геотермическая характеристика платформенного чехла центральной части Западно-Сибирской плиты и связь ее с геологическим строением фундамента. - В кн.: Вопросы разведочной и промысловой геофизики в Западной Сибири. Новосибирск, 1972, с.101-109.

236. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла.- Геология и геофизика, 1982, № 8, с.3-15.

237. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Перспективы поисков нефти в палеозойских и нижне-среднеюрских отложениях Мансийской синеклизы.- Геология и геофизика, 1983, № 1, с.16-24.

238. Тектоника Евроазии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, масштаб 1:5 000 000) / Гл. ред. А.Л.Яншин.- М.: Наука, 1966.- 488 с.

239. Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000 / Под ред.А.А. Богданова, М.В.Муратова, Н.С.Шатского.- М.: Недра, 1964.- 364 с.

240. Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла За-

падно-Сибирской плиты /Под общ.ред.Ф.Г.Гурари и др.- Новосибирск, СНИИГГиМС, 1972.- 148 с.

241. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка /Под ред. А.Л.Яншина.- М.: Госгеолтехиздат, 1957.- 78 с.

242. Тетерев Г.М. Новейшие данные о геологическом строении и минеральных ресурсах Тургайского прогиба.- В кн.: Труды объединенной Кустанайской научной сессии. Алма-Ата, 1958, с.3-10.

243. Трофимук А.А., Вышемирский В.С., Запивалов Н.П. Перспективы нефтегазоносности палеозоя юга Западно-Сибирской плиты.- Геология и геофизика, 1979, № 7, с.3-13.

244. Трофимук А.А., Вышемирский В.С. Проблема нефтеносности палеозоя Западно-Сибирской низменности.- Геология нефти и газа, 1975, № 2, с.1-7.

245. Тяпкин К.Ф. Графические методы интерпретации гравитационных аномалий.- М.: Недра, 1968.- 226 с.

246. Удинцев Г.Б., Чернышова В.И., Дмитриев Л.В. Строение рифтовой зоны Индийского океана, ее место в мировой системе рифтов и значение для понимания процессов, протекающих в верхней мантии Земли.- В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., 1970, с.134-146.

247. Успенская Н.Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии.- Сов.геология, 1961, № 3, с.88-96.

248. Филина С.И. Литолого-фациальные комплексы нижне-среднеюрских отложений Среднего Приобья и их нефтегазоносность.- Проблемы геологии нефти. 1974, вып.4, с.223-231.

249. Фотиади Э.Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных.- В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новоси-

бирск, 1967, Вып. 57, с.30-57.

250. Фотиади Э.Э. Новые данные о строении промежуточного (II структурного) яруса Западно-Сибирской плиты.- Докл. АН СССР, 1967, т.174, № 4, с.927-929.

251. Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.- Геология и геофизика, 1965, № 10, с.12-22.

252. Фотиади Э.Э., Сурков В.С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.- Сов.геология, 1967, № 2, с.19-32.

253. Хаин В.Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры.- В кн.: Строение и развитие земной коры. М., 1964, с.13-28.

254. Хаин В.Е. Общая геотектоника.- М.: Недра, 1973. - 511 с.

255. Хаин В.Е. Методика составления палеотектонических карт. - В кн.: Палеогеография СССР. Объяснительная записка к "Атласу литолого-палеогеографических карт СССР". М., 1974, т.I, с.24-30.

256. Хаин В.Е. Орогенез и тектоника плит.- В кн.: Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. М., 1980, с.5-15.

257. Хаин В.Е., Соколов В.А. Нефтегазоносность древних платформ в свете современных тектонических представлений.- В кн.: Древние платформы и их нефтегазоносность. М., 1981, с.3-13.

258. Хаин В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях.- Сов.геология, 1960, № 11, с.3-44.

259. Хераскоп Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1965.- 42 с.

260. Хусебай Е.С., Ингленд П.К., Рамберг И.Б. Интерпретация гравиметрических данных в районе Осло с применением метода идеального тела и их корреляции с сейсмическими наблюдениями.- В

кн.: Континентальные рифты. М., 1981, с.403-414.

261. Циглер П.А. Развитие рифта и впадины Северного моря.- В кн.: Континентальные рифты. М., 1981, с.359-381.

262. Чернышев Н.М., Егорскин А.В., Данилова Э.Г. и др. Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным. - Советская геология, 1978, № 9, с.46-58.

263. Чиков Б.М. Структурная и формационная основы тектонического районирования складчатых областей.- Геология и геофизика, 1977, № 1, с.16-23.

264. Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений.- Новосибирск: Наука, 1978.- 299 с.

265. Чиков Б.М. Стадийность формирования и основные типы структурных элементов земной коры континентов.- Геология и геофизика, № 8, 1981, с.3-13.

266. Чочиа Н.Г. Молодые плиты СССР в связи с их нефтегазоносностью (конспект лекций).- Л.: ЛГИ, 1982.- 62 с.

267. Геологическое строение минусинских межгорных впадин и перспективы их нефтегазоносности / Н.Г.Чочиа, И.С.Белякова, И.С. Боровская и др. Л., Гостоптехиздат, 1958.- 298 с.

268. Шаблинская Н.В. К вопросу о природе крупнейших глубинных разломов эпигерцинских плит.- В кн.: Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., 1965, с.16-19.

269. Шаблинская Н.В. Природа разломов молодых плит и их влияние на структуру осадочного чехла.- В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., 1975, с.143-144.

270. Шаблинская Н.В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя.- Л.: Недра, 1982. - 155 с.

271. Шапошников К.К. Геологическая природа гравитационных аномалий Западно-Сибирской плиты.- Сов.геология, 1975, № 4, с.135-140.

272. Шатский Н.С. О возможных нефтеносных районах Советского Севера (в том числе сибирского).- В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Л.,1936, с.299-307.

273. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Западного склона Южного Урала.- М.: Изд-во МОИП, 1945.- 132 с.

274. Шатский Н.С. Проблемы нефтеносности Сибири.-Нефтяное хозяйство, 1952, т.24, № 9, с.131-140.

275. Шлезингер А.Е. О причинах разного понимания природы орогенных структур.- Геотектоника, 1975, № 2, с.47-54.

276. Шнип О.А. О химизме доюрских базальтоидов южной части Западно-Сибирской плиты.-Докл. АН СССР, 1980, т.253, № 6, с.1441-1444.

277. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования (в связи с перспективами нефтегазоносности) /Ред.И.В.Дербиков. Л.: Гостоптехиздат, 1960.- 179 с.

278. Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.- В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., 1965, с.7-18.

279. Яншин А.Л. Проблема срединных массивов.- Бюлл.МОИП, отд.геол., 1965, т.50, вып.5, с.8-39.

280. Яроша А.Я. Определение глубины залегания нижней плоскости уступа по аномалиям силы тяжести.- Вопросы разведочной геофизики, 1963, вып.44, с.65-68.

281. Ясович Г.С. Перспективы нефтегазоносности зон развития аномальных разрезов баженовской свиты Среднего Приобья.- В кн.: Геолого-геохимические условия формирования зон нефте- и газона-

копления в мезозойских отложениях Западной Сибири. Тюмень, 1981, с.51-59.

282. Bell J.S. Geology of the North Sea. Conference Reports. Vol.&, N3, Paris, p. 114-115

283. Bridgwater D., Fyfe W.S. The pre-3b.y. crust: fast - fiction - fantasy. - Geosci. Can., 1974, 1, N3, p. 7-11

284. Dewey L.F.a., Bird L.M. Mountain belts and the nev global tectonics. Geoph. J. Pes., 1970, vol. 10, p. 2625-2647

285. Donato J.A. A Gravity Survey of the U.K. North Sea. In: "Energy Balance. Pap. Annu. Meet. Brit. Sssoc. Adv. Sci., Edinburgh, 1979", Ann Arbor, 1980, p. 138-142.

286. P'An Chung-Hsiang Petroleum in basement rochs. "Bull. Amer. Assoc. Petrol, Geol.", 1982, 66, N10, p. 1597-1643.

287. Cope J.C.W. A corretation of Jurassic roks in the British Isles, part one: introduction and Lower Jurassic: Geol.Soc. London, Srecial Rept. 14, 1980, 73 p.

288. Lameyre J., Rpcci G, Dider J. Granites orogenigues et granites cratonigues: reflexions sur un aspect fondamental de geotectonique. Geol. domaines oristallins. Cent enaire Sos.geol. Belg. Liege, 1974 = Liege, 1975, p. 183-221.

289. Parker J.R. Lower Tertiary Sand Development in the Central North Sea, inà Petroleum and the Continental Shelf of NW Europe, vol, 1, Geplogy, ed. by A.W. Woodland, 1975.

290. Prodehl C. Structure of the Crust and Upper Mantle Beneath the Central Europpean Rift System - Tectonophysics, 1981, vol. 80, N1-4, p. 255-269.

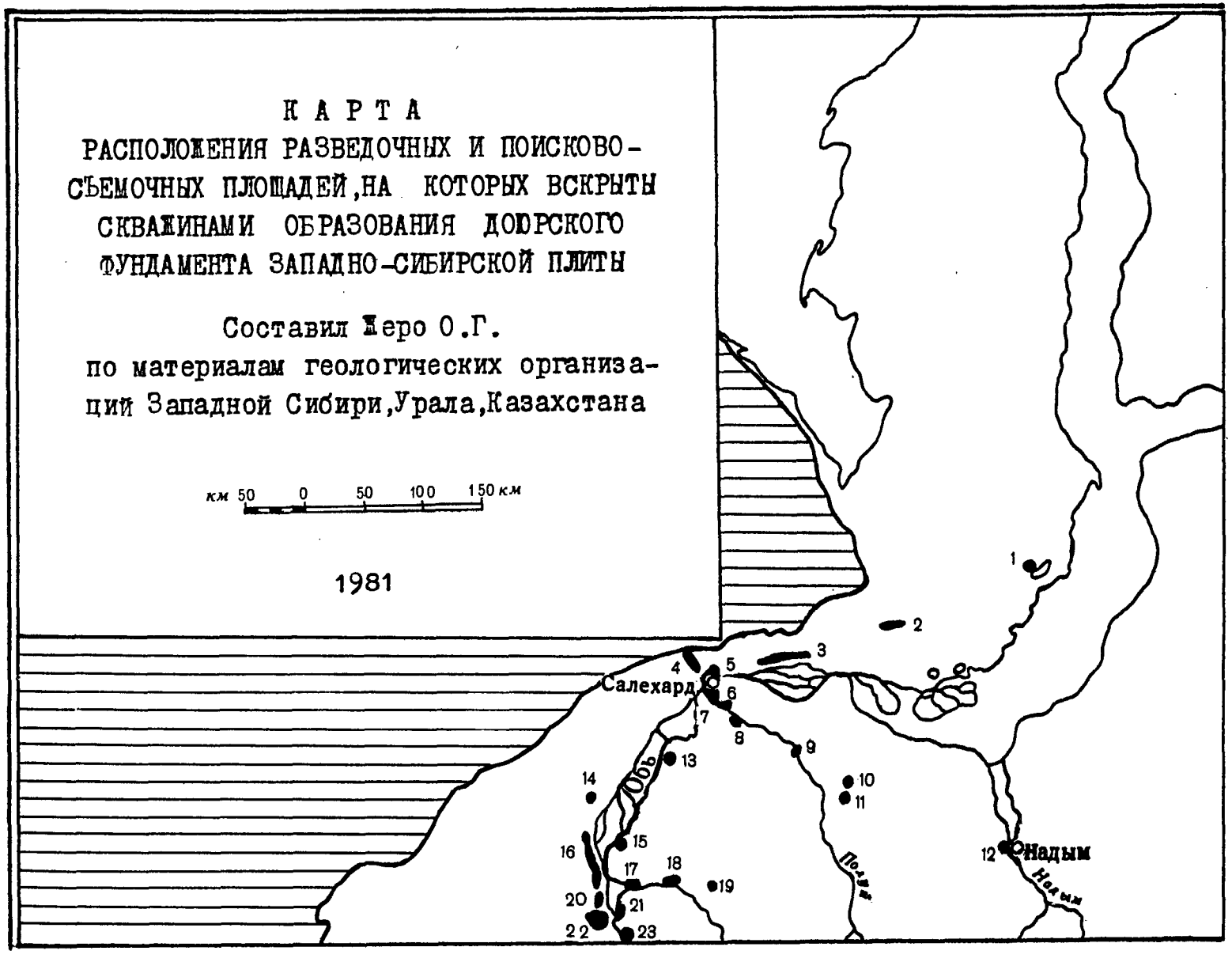
291. Rawson P.E. and Riley L.A. Latest Jurassic-Early Cretaceous Events and the "Late Cimmerian Unconformity" in North Sea Area. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1982, vol. 66, N12, p.2628-2648.

292. Sawkins F.J. Widespread continental rifing: Some considerations of tipung and mechanism. Geology, 1976, vol. 4, N7, p. 427-430.

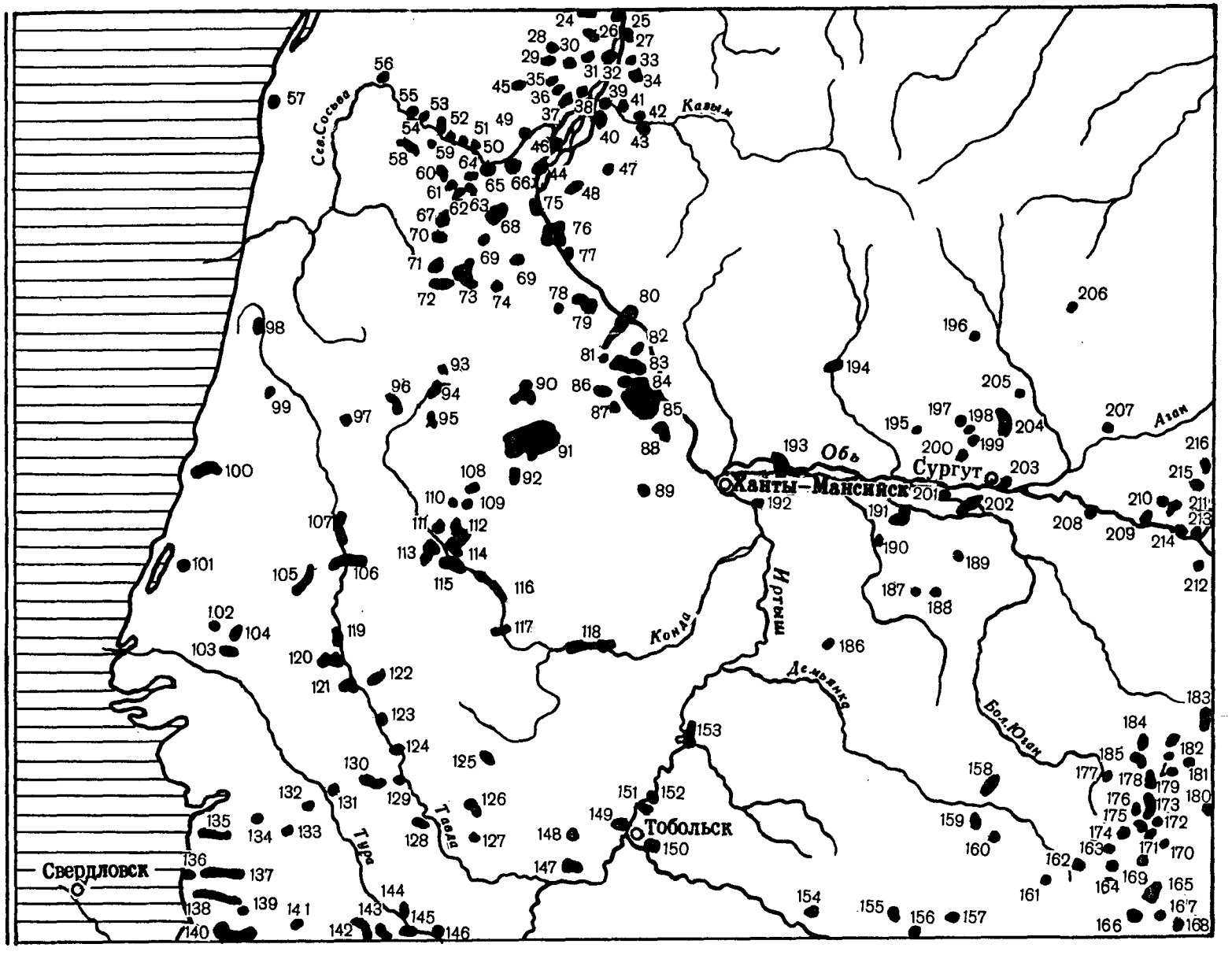
293. Schöneich Von H. Erdöl und Ergas in der Nodsee und vor der nördlichen norwegischen Küste. Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, 98. Jg., Jull, 1982, p. 249-256.

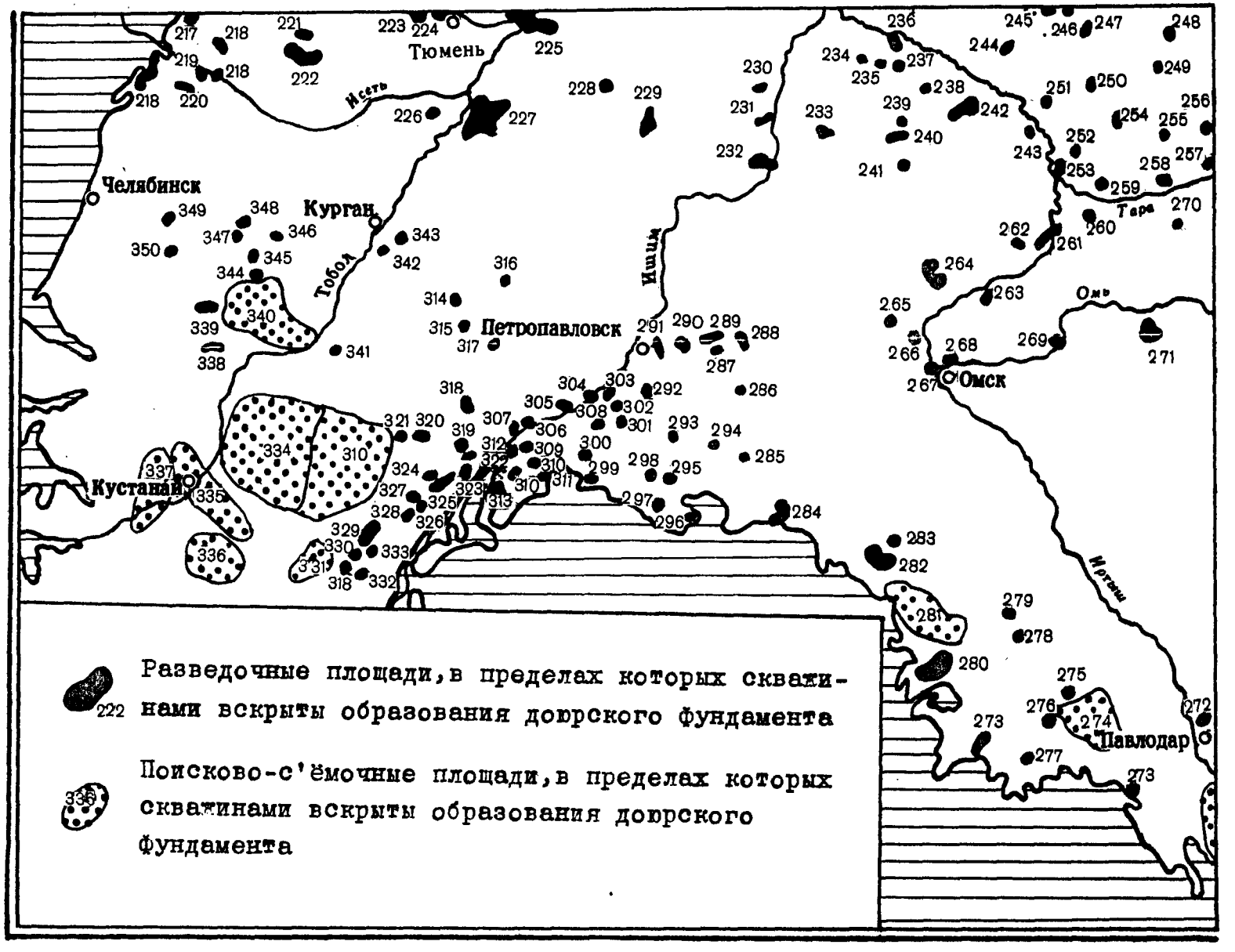
294. Tjapkin K.F. Formation of geosynclines in the light of the new rotation hypothesis. Geol.Balcan, 1981, 11, N3, p. 3-12.

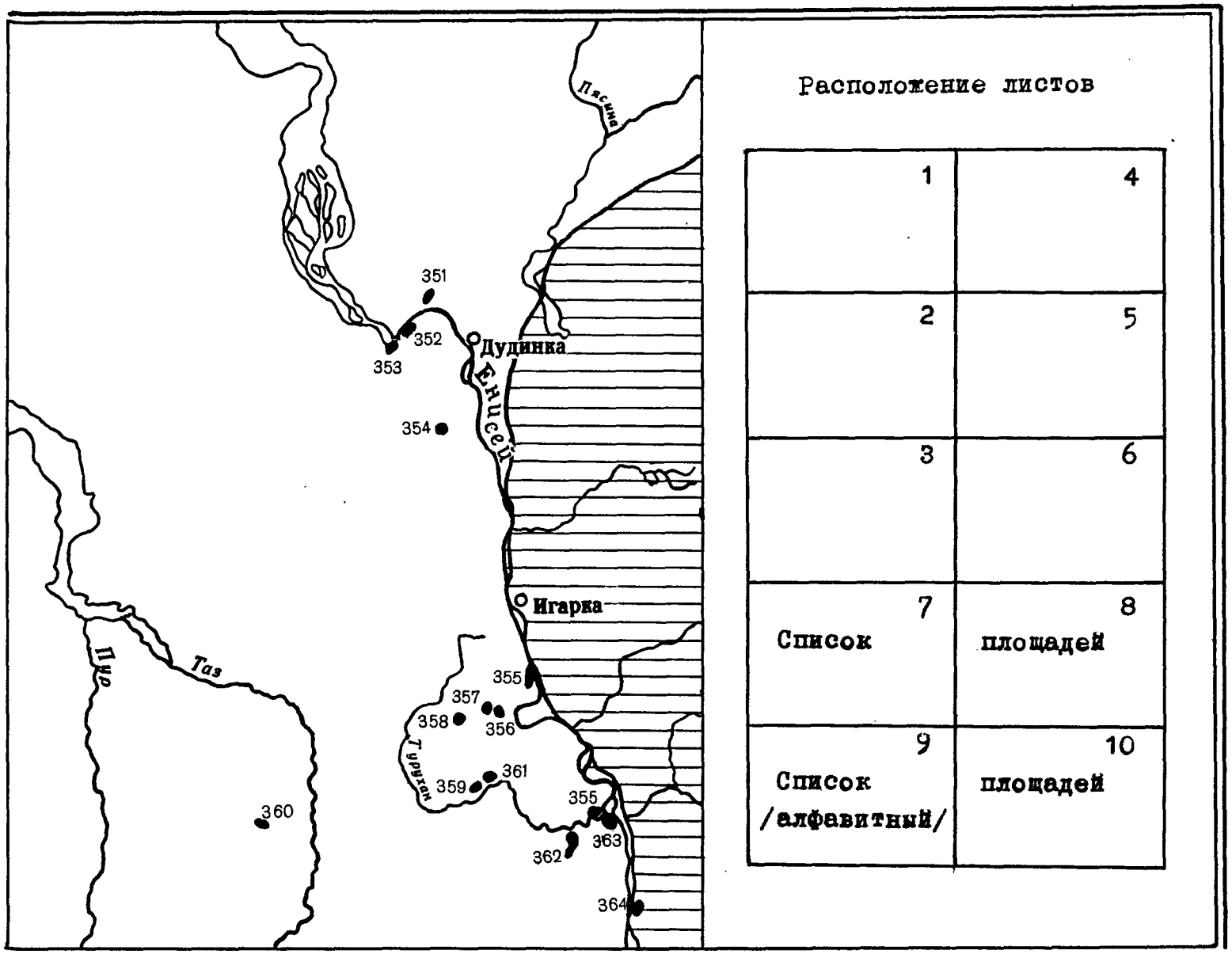
295. Vael P.R., Mitchum R.M. and Todd R.G. Eustatic model for the Mesozoic, in Mesozoic northern North Sea Symposium Proccedings, Oslo, p. 12-1-12-35.

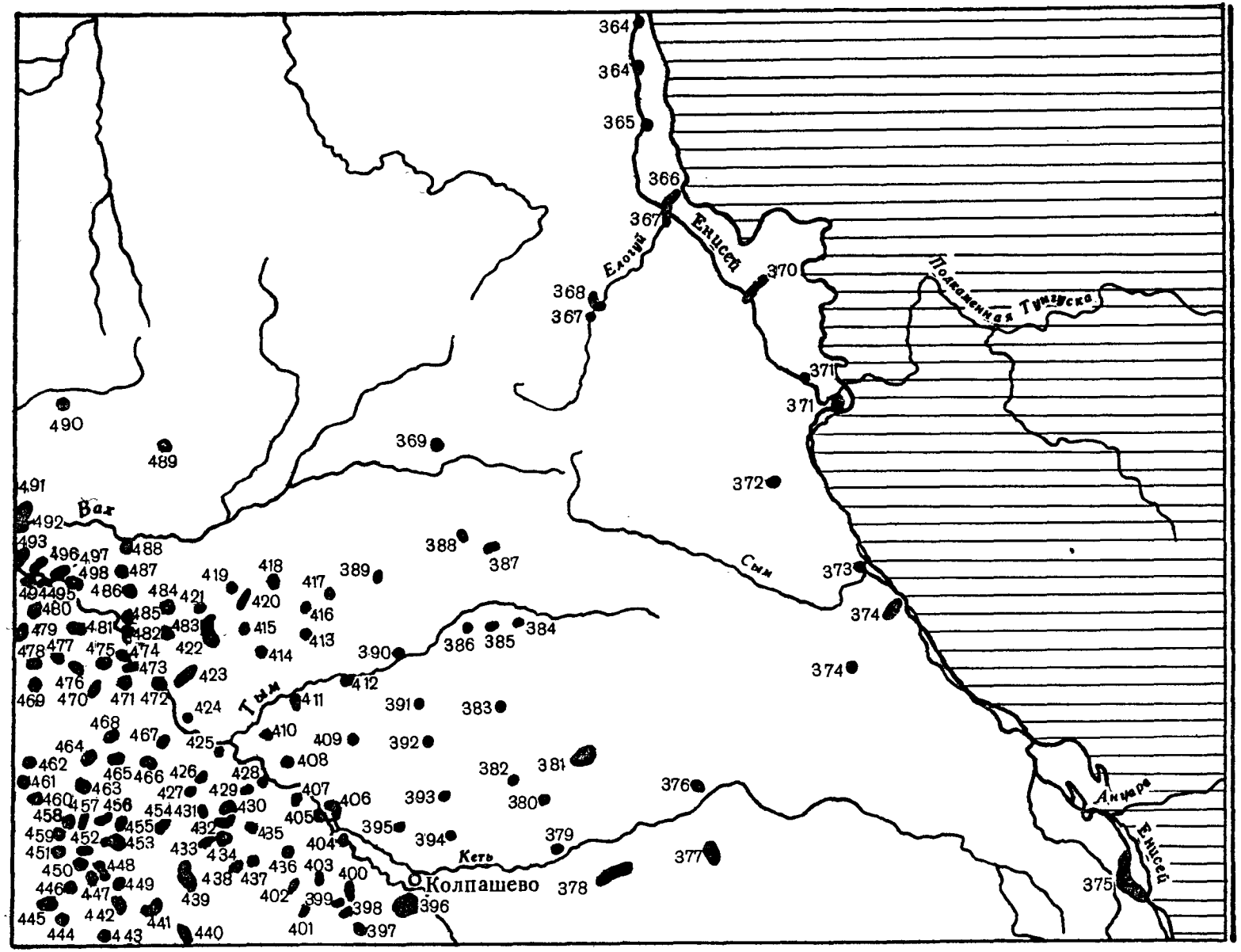

КАРТА
РАСПОЛОЖЕНИЯ РАЗВЕДОЧНЫХ И ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ, НА КОТОРЫХ ВСКРЫТЫ СКВАЖИНАМИ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ
Составил Неро О.Г.
по материалам геологических организаций Западной Сибири, Урала, Казахстана
км 50 0 50 100 150 км
1981
Салехард
Надым
Обь
Полуй
Надым
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

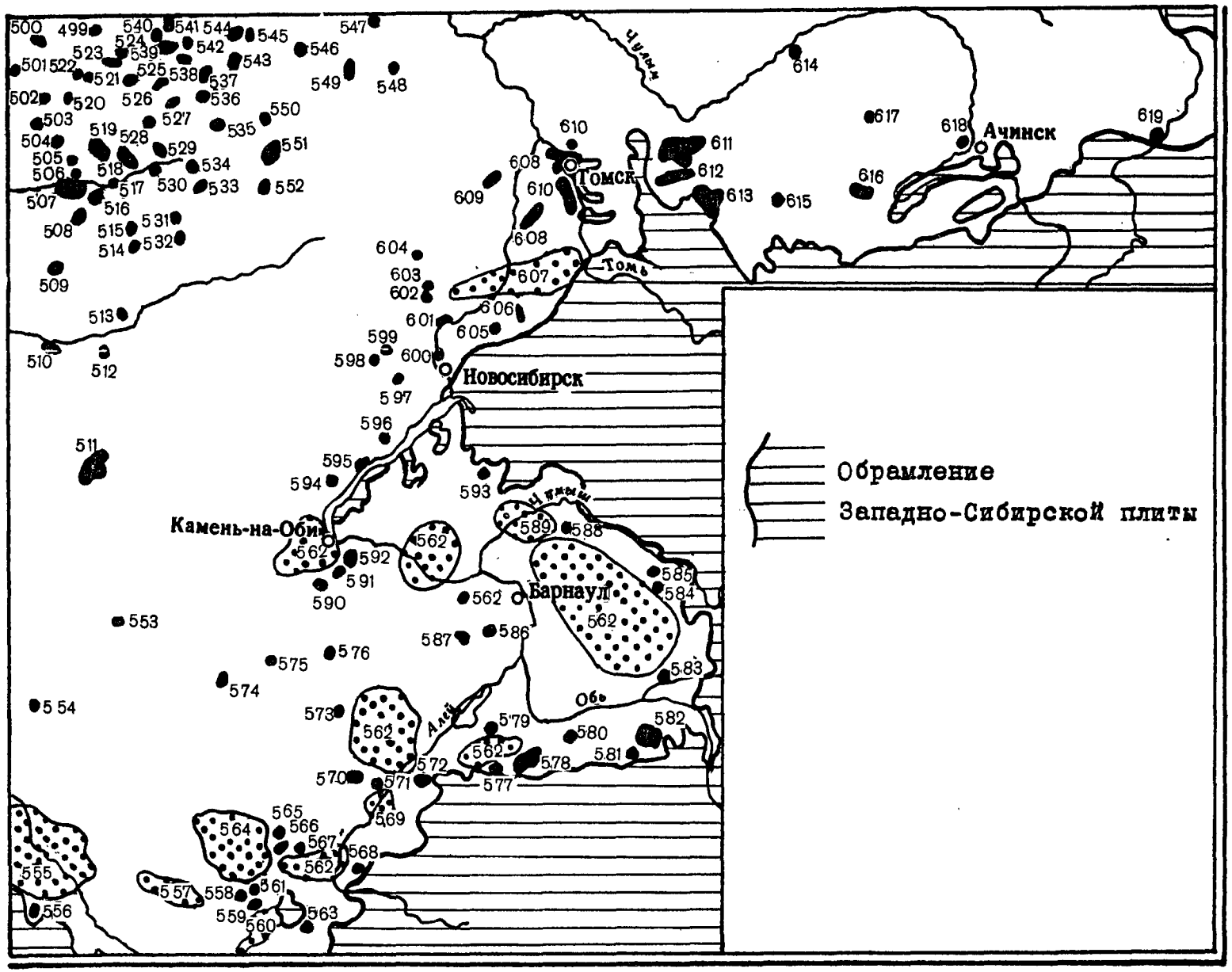
Приложение I, лист 2




Тюмень
Исеть
Челябинск
Курган
Тобол
Ишим
Петропавловск
Тара
Омь
Омск
Кустанай
Иртыш
Павлодар
Разведочные площади, в пределах которых скважинами вскрыты образования доюрского фундамента
Поисково-с'ёмочные площади, в пределах которых скважинами вскрыты образования доюрского фундамента


Пясина
351
352
353
Дудинка
Енисей
354
Игарка
Пур
Таз
355
357
358
356
Гыдыгон
359
361
360
355
363
362
364
Расположение листов
1
4
2
5
3
6
7
8
Список
площадей
9
10
Список
/алфавитный/
площадей


Енисей
Елогуй
Подкаменная Тунгуска
Сым
Вах
Тым
Кеть
Колпашево
Анцыра
Енисей


Томск
Ачинск
Новосибирск
Камень-на-Оби
Барнаул
Чулым
Томь
Обь
Алей
Обрамление
Западно-Сибирской плиты

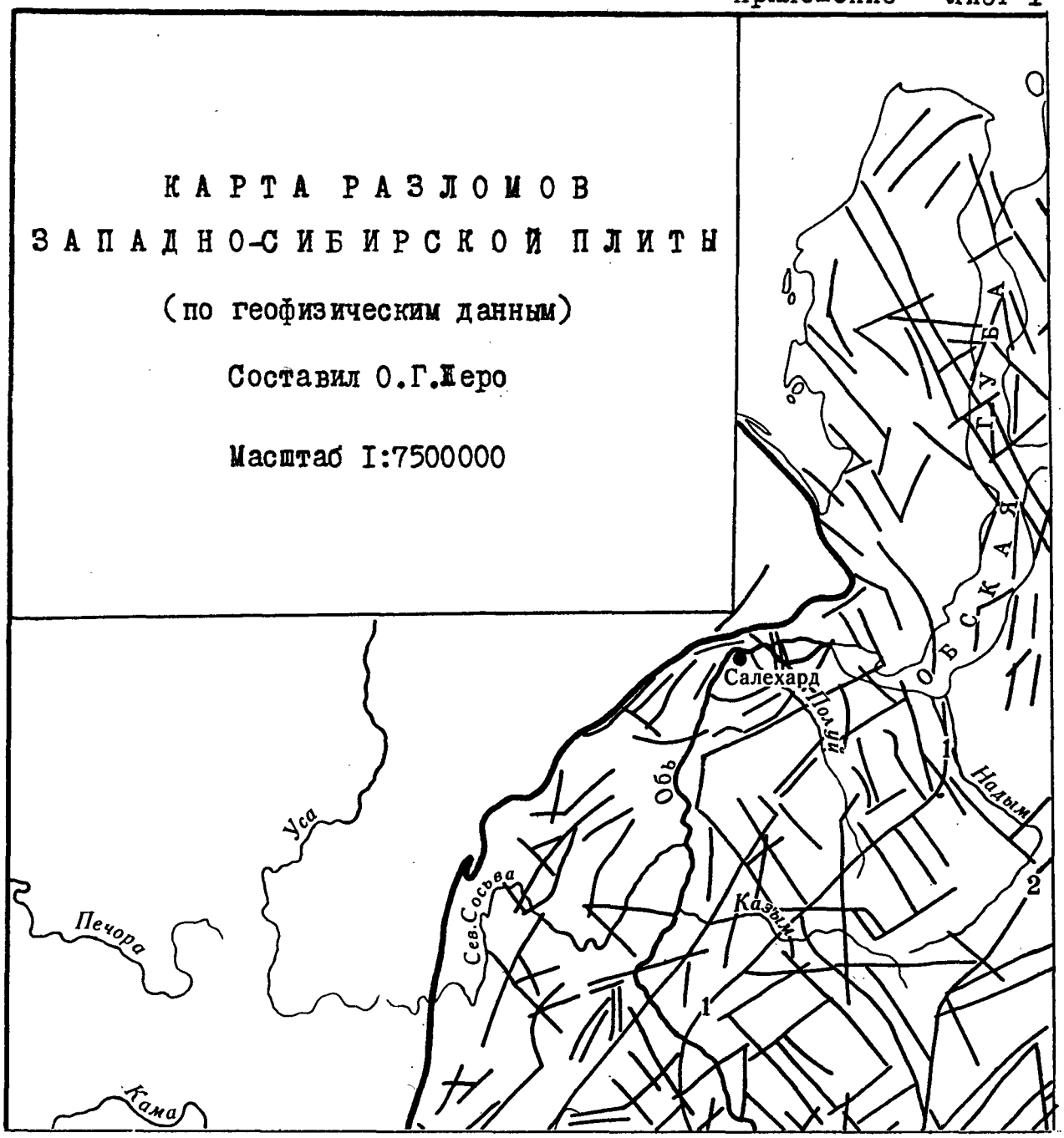
СПИСОК ПЛОЩАДЕЙ. Лист I:I-Ново-Портовская, 2-Лаборовская, 3-Салехард-Яр-Сале, 4-Обская, 5-Ангальская, 6-Карчагинская, 7-Салехардская, 8-Медведевская, 9-Салехард-Полуйская, I0-Танопчинская, II-Полуйская, I2-Надымская, I3-Кунгальская, I4-Войкарская, I5-Хан-Гортская, I6-Азовы-Мухи, I7-Усть-Куноватская, I8-Куноватская, I9-Верхнекуноватская, 20-Пооловская, 2I-Маяхт-Асская, 22-Патрах-Аоская, 23-Лот-Панская. Лист 2:24-Аксарская, 25-Макаркинская, 26-Устремская, 27-Ванзеватская, 28-Инги-Соимская, 29-Тутлемская, 30-Березовская, 3I-Алясовская, 32-Чебачья, 33-Пахромская, 34-Самутнельская, 35-Асмановская, 36-Кочебская, 37-Неремовская, 38-Шаховская, 39-Южно-Полноватская, 40-Тугиянская, 4I-Чуэльская, 42-Восточно-Полноватская, 43-Кислорская, 44-Нарыкарская, 45-Шоганская, 46-Проточенская, 47-Лыхминская, 48-Радомская, 49-Резимовская, 50-Ахтын-Турская, 5I-Анеевская, 52-Алтатумская, 53-Сартыньинская, 54-Бедкашская, 55-Кучинская, 56-Усть-Ляпинская, 57-Толькинская, 58-Пашинская, 59-Ялбыньинская, 60-Сумньинская, 6I-Таёжная, 62-Польхостурская, 63-Сноконсыньинская, 64-Нулин-Турская, 65-Пауль-Турская, 66-Игримская, 67-Верхнесмоконсыньинская, 68-Пунчинская, 69-Нерчинская, 70-Комсомольская, 7I-Горная, 72-Весенняя, 73-Шухтунгортская, 74-Сотэвганская, 75-Перегребнинская, 76-Перкалинская, 77-Алешкинская, 78-Ванди-Торская, 79-Большекаменная, 80-Малоатымская, 8I-Ем-Еговская, 82-Мноская, 83-Поляновская, 84-Калмановская, 85-Ай-Торско-Каменная, 86-Ванди-Торская, 87-Лорбинская, 88-Елизаровская, 89-Молодёжная, 90-Потанайская, 9I-Шаимская, 92-Семивидовская, 93-Адым-Юганская, 94-Верхнекондинская, 95-Верхнелемьинская, 96-Эсская, 97-Железнодорожная, 98-Коголаповская, 99-Сабянинская, I00-Екатерининская, I0I-Серовская, I02-Романовская, I03-Мугайская, I04-Сосьвинская, I05-Новотроицкая, I06-Еременская, I07-Зареченская, I08-Среднемулымьинская, I09-Мортымьинская, II0-Андреевская, III-Окуневская, II2-Тетеревская, II3-Еврийская, II4-Мулымьинская, II5-Трехозерная, II6-Половинкинская, II7-Леушинская, II8-Нахрачинская, II9-Кузнецовская, I20-Назаровская, I2I-Гришинская, I22-Ахмаинская, I23-Чеурская, I24-Таборинская, I25-Карабашская, I26-Владимирская, I27-Миасская, I28-Тандинская, I29-Бочкаревская, I30-Добринская, I3I-Туринская, I32-Буланашская, I33-Алапаевская, I34-Привольская, I35-Зайковская, I36-Черемшанская, I37-Красногвардейская, I38-Алтынайская, I39-Анохинская, I40-Камышловская, I4I-Талицкая, I42-Лучникинская, I43-Мальцевская, I44-Луговская, I45-Утешевская, I46-Ярская, I47-Согринская, I48-Менделеевская, I49-Тобольская, I50-Абалакская, I5I-Черкашинская, I52-Бронниковская, I53-Уватская, I54-Нагорнинская, I55-Натальинская, I56-Смоленская, I57-Тайтымская, I58-Густореченская, I59-Урненская, I60-Усмановская, I6I-Южно-Демьяновская, I62-Верхнедемьяновская, I63-Северо-Карандашевская, I64-Карандашевская, I65-Моисеевская, I66-Крапивинская, I67-Южно-Моисеевская, I68-Восточно-Моисеевская, I69-Павловская, I70-Шахматная, I7I-Нововасюганская, I72-Кельватская, I73-Лантынь-Яхская, I74-Дальняя, I75-Западно-Кельватская, I76-Волковская, I77-Ларкомкинская, I78-Первомайская, I79-Катыльгинская, I80-Южно-Черемшанская, I8I-Озерная, I82-Оленья, I83-Ледовая, I84-Аэросейсмическая, I85-Весенняя, I86-Верхнесалымская, I87-Малобалыкская, I88-Среднебалыкская, I89-Мамонтовская, I90-Салымская, I9I-Поикинская, I92-Фроловская, I93-Ханты-Мансийская, I94-Декабрьская-Верхнеляминская, I95-Лянторская, I96-Канитлорская, I97-Вачимская, I98-Мильтонская, I99-Минчинкинская, 200-Вынгинская, 20I-Пимская, 202-Усть-Балыкская, 203-Сургутская, 204-Федоровская, 205-Савуйская, 206-Ягунская, 207-Покачевская, 208-Локосовская, 209-Северо-Покурская, 2I0-Ватинская, 2II-Малоатымская, 2I2-Былинская, 2I3-Советская, 2I4-Мегионская, 2I5-Самотлорская, 2I6-Большечерногорская. Лист 3:2I7-Каменск-Уральская, 2I8-Восточно-Уральская, 2I9-Каменская, 220-Каменск-Уральская, 22I-Буткинская, 222-Басмановская, 223-Дербышинская, 224-Тюменская, 225-Покровская, 226-Ингалинская, 227-Заводоуковская, 228-Вяткинская, 229-Ракитинская, 230-Михайловская, 23I-Викуловская, 232-Челноковская, 233-Малиновская, 234-Аксеновская, 235-Листвягинская, 236-Тевризская, 237-Прирахтовская, 238-Январская, 239-Крюковская, 240-Чебурлинская, 24I-Тарбалинская, 242-Заньяловская, 243-Тарская, 244-Нововасильевская, 245-Туйская, 246-Когитская, 247-Кулайская, 248-Игольская, 249-Айсазская, 250-Литковская, 25I-Ивановская, 252-Калачевская, 253-Новологиновская, 254-Бакланская, 255-Орловская, 256-Бочкаревская, 257-Камышловская, 258-Сергеевская, 259-Муромцевская, 260-Никольская, 26I-Большереченская, 262-Западно-Большереченская, 263-Георгиевская, 264-Саргатская, 265-Новолюбинская, 266-Камышловская, 267-Омская, 268-Новоомская, 269-Нижнеомская, 270-Воробьёвская, 27I-Татарская, 272-Павлодарская, 273-Свободное Пастбище, 274-Калкаманская, 275-Мидертинская, 276-Аккульская, 277-Съёмочная, 278-Тельмановская, 279-Голубовская, 280-Краснокутская, 28I-Степаногорская, 282-Молодогвардейская, 283-Мартуская, 284-Ленинградская, 285-Ждановская, 286-Веселовская, 287-Ганькинская, 288-Октябрьская, 289-Рябкинская, 290-Яковлевская, 29I-Асановская, 292-Смирновская, 293-Киялинская, 294-Кировская, 295-Тайничинская, 296-Чкаловская, 297-Линеевская, 298-Новоивановская, 299-Озерная, 300-Южная, 30I-Рублевская, 302-Токерюская, 303-Гурьяновская, 304-Нижнечириковская, 305-Покровская, 306-Ларганская, 307-Даумбайская, 308-Дмитровская, 309-Иванопавловская.

310-Новопокровская, 311-Айртаусская, 312-Сергеевская, 313-Соколовская, 314-Лебяжевская, 315-Сухменская, 316-Макушинская, 317-Пресновская, 318-Джамбульская, 319-Дмитриевская, 320-Озеро Как, 321-Чеховская, 322-Ноябрьская, 323-Городецкая, 324-Ишимская, 325-Коноваловская, 326-Переградненская, 327-Куприяновская, 328-Казанковская, 329-Белоглинская, 330-Ставропольская, 331-Тонтогурская, 332-Неженская, 333-Старобельская, 334-Боровская, 335-Кустанайская, 336-Новонеженская, 337-Соколово-Сарбайская, 338-Уйская, 339-Дуванкульская, 340-Косолаповская, 341-Алабугская, 342-Курганская, 343-Варгашинская, 344-Угловская, 345-Еткульская, 346-Березовская, 347-Ключевская, 348-Шумихинская, 349-Камышинская, 350-Назаровская, Лист 4:351-Суходудинская, 352-Малохетская, 353-Нижнекетская, 354-Большелайдинская, 355-Игарская, 356-Ермаковская, 357-Шучинская, 358-Западно-Ермаковская, 359-Туруханская, 360-Южно-Русская, 361-Костровская, 362-Нижнебаихская, 363-Туруханская, 364-Верещагинская. Лист 5:365-Нижнеимбатская, 366-Комсинская, 367-Елогуйская, 368-Кыксинская, 369-Кысь-Еганская, 370-Бахтинская, 371-Подкаменная Тунгуска, 372-Дубческая, 373-Сымская, 374-Касская, 375-Казачинская, 376-Ярская, 377-Чачанская, 378-Карбинская, 379-Белоярская, 380-Мартовская, 381-Вездеходная, 382-Няргинская, 383-Еланская, 384-Ажарминская, 385-Западная, 386-Корбыльская, 387-Ванжильская, 388-Северо-Лымбельская, 389-Громовская, 390-Кананакская, 391-Пойдугинская, 392-Береговая, 393-Куржинская, 394-Северо-Колпашевская, 395-Песчаная, 396-Колпашевская, 397-Западно-Колпашевская, 398-Овражная, 399-Тайжинская, 400-Инкинская, 401-Шудельская, 402-Верхнекорзинская, 403-Ельцовская, 404-Басмановская, 405-Парабельская, 406-Нарымская, 407-Каргасокская, 408-Тибинакская, 409-Чунжельская, 410-Можанская, 411-Вертолетная, 412-Тымская, 413-Пульсецкая, 414-Киев-Еганская, 415-Тунгольская, 416-Малочимулякская, 417-Чимулякская, 418-Сибкраевская, 419-Эмторская, 420-Линейная, 421-Мытытынская, 422-Вартовская, 423-Никольская, 424-Мурасовская, 425-Усть-Тымская, 426-Тростниковая, 427-Ураловская, 428-Киндальская, 429-Каргинская, 430-Северо-Сильгинская, 431-Снежная, 432-Усть-Сильгинская, 433-Западно-Сильгинская, 434-Белоярская, 435-Кочебиловская, 436-Колчанская, 437-Сенькинская, 438-Западно-Сенькинская, 439-Соболиная, 440-Юбилейная, 441-Лучинецкая, 442-Шингинская, 443-Квензерская, 444-Фестивальная, 445-Ай-Кагальская, 446-Речная, 447-Верхнесалатская, 448-Южно-Мыльджинская, 449-Кыкинская, 450-Чарымовская, 451-Колотушная, 452-Гужихинская, 453-Мыльджинская, 454-Лесная, 455-Северо-Мыльджинская, 456-Усть-Пуглалымская, 457-Средненюрольская, 458-Пуглалымская, 459-Ключевская, 460-Пионерская, 461-Черемшанская, 462-Ломовая, 463-Средневасюганская, 464-Комсомольская, 465-Северо-Васюганская, 466-Передовая, 467-Тростниковая, 468-Айгольская, 469-Матрошкинская, 470-Ильякская, 471-Южно-Назинская, 472-Амбарская, 473-Назинская, 474-Западно-Назинская, 475-Полуденная, 476-Колтогорская, 477-Саймовская, 478-Квартовская, 479-Комсомольская, 480-Малореченская, 481-Александровская, 482-Лукашкин-Ярская, 483-Марьевская, 484-Нань-Яхская, 485-Чебачья, 486-Таежная, 487-Северная, 488-Охтеурьевская, 489-Колик-Еганская, 490-Варьеганская, 491-Новогодняя, 492-Белозерная, 493-Нижневартовская, 494-Южно-Соснинская, 495-Медведевская, 496-Соснинская, 497-Стрежевая, 498-Звездная. Лист 6:499-Нюльгинская, 500-Майская, 501-Пешеходная, 502-Зимняя, 503-Чековская, 504-Верхнечековская, 505-Братская, 506-Ургульская, 507-Межовская, 508-Тартасская, 509-Красногорская, 510-Курганская, 511-Ипатовская, 512-Барабинская, 513-Горбуновская, 514-Новотроицкая, 515-Прибеленская, 516-Веселовская, 517-Бергульская, 518-Верхнеторская, 519-Малоичская, 520-Лосинская, 521-Водораздельная, 522-Елей-Игайская, 523-Урманская, 524-Тамбаевская, 525-Табаганская, 526-Калиновая, 527-Казанская, 528-Таволгинская, 529-Ракитинская, 530-Тайдасская, 531-Тенисская, 532-Голубинская, 533-Западно-Калгачская, 534-Пограничная, 535-Олимпийская, 536-Сомовская, 537-Рогалевская, 538-Пудинская, 539-Останинская, 540-Сольвейкинская, 541-Северо-Останинская, 542-Мирная, 543-Верхнекомбарская, 544-Чижарская, 545-Горело-Ярская, 546-Западно-Крыловская, 547-Поскоевская, 548-Тигинская, 549-Крыловская, 550-Кенгская, 551-Паргибская, 552-Верхнекенгская, 553-Славгородская, 554-Баян-Аульская, 555-Кайнолинская, 556-Бескарагайская, 557-Долонская, 558-Угловская, 559-Лаптевская, 560-Калининская, 561-Коростелинская, 562-Алтайская, 563-Горнякская, 564-Ракитинская, 565-Егорьевская, 566-Новороссийская, 567-Рубцовская, 568-Бугринская, 569-Козихинская, 570-Локтевская, 571-Поспелихинская, 572-Горьковская, 573-Гуселетовская, 574-Кучукская, 575-Ленковская, 576-Овечкинская, 577-Соц.Маяк, 578-Краснодарская, 579-Осколовская, 580-Паутовская, 581-Сычевская, 582-Ануйская, 583-Сухочемровская, 584-Кышмановская, 585-Лосихинская, 586-Барнаульская, 587-Арбузовская, 588-Индюшевская, 589-Чулымская, 590-Вставай Бедняк, 591-Шайдуровская, 592-Мыски, 593-Черепановская, 594-Светлая Заря, 595-Ординская, 596-Малочикская, 597-Коченевская, 598-Захолустная, 599-Вахрушевская, 600-Мочищенская, 601-Белоярская, 602-Боярская, 603-Сташковская, 604-Пихтовская, 605-Обская, 606-Юргинская, 607-Болотнинская, 608-Киреевская, 609-Песчано-Дубровинская, 610-Томская, 611-Баранцевская, 612-Улановская, 613-Ижморская, 614-Чулымская, 615-Мариинская, 616-Борисоглебская, 617-Белогорская, 618-Ачинская, 619-Байдалыкская.

СПИСОК ПЛОЩАДЕЙ (алфавитный). Абалакская-150, Адым-Юганская-93, Ахарминская-384, Азовы-Мухи-16, Айгольская-468, Ай-Кагальская-445, Айртаусская-311, Айсазская-249, Ай-Торско-Каменная-85, Аккульская-276, Аксарская-24, Аксеновская-234, Алабугская-341, Алапаевская-133, Александровская-481, Алешкинская-77, Алтайская-562, Алтатумская-52, Алтынайская-138, Алясовская-31, Амбарская-472, Ангальская-5, Андреевская-110, Анеевская-51, Анохинская-139, Ануйская-582, Арбузовская-587, Асановская-291, Асмановская-35, Ахимкинская-122, Ахтын-Турская-50, Ачинская-618, Аэросейсмическая-184, Байдалыкская-619, Баклянская-254, Барабинская-512, Баранцевская-611, Барнаульская-586, Басмановская-222, Басмановская-404, Бахтинская-370, Баян-Аульская-554, Бедкашская-54, Белоглинская-329, Белогорская-617, Белозерная-492, Белоярская-379, Белоярская-434, Белоярская-601, Бергульская-517, Береговая-392, Березовская-30, Березовская-346, Бескарагайская-556, Болотнинская-607, Большекаменная-79, Большелайдинская-354, Большеречёнская-261, Большечерногорская-216, Борисоглебская-616, Боровская-334, Бочкаревская-129, Бочкаревская-256, Боярская-602, Братская-505, Бронниковская-152, Бугринская-568, Буланашская-132, Буткинская-221, Былинская-212, Ванды-Торская-78, Ванкильская-387, Ванзеватская-27, Варгашинская-343, Вартовская-422, Варьеганская, 490, Ватинская-210, Вахрушевская-599, Вачимская-197, Вездеходная-381, Верещагинская-364, Вертолетная-411, Верхнедемьяновская-162, Верхнекарзинская-402, Верхнекенгская-552, Верхнекомбарская-543, Верхнекондинская-94, Верхнекуноватская-19, Верхнелемьинская-95, Верхнесалатская-447, Верхнесальмская-186, Верхнесысконсиньинская-67, Верхнетарская-518, Верхнечековская-504, Веселовская-286, Веселовская-516, Весенняя-72, Весенняя-185, Викуловская-231, Владимирская-126, Водораздельная-521, Войкарская-14, Волковская-176, Воробьёвская-270, Восточно-Моисеевская-168, Восточно-Подновратская-42, Восточно-Уральская-218, Вставай Бедняк-590, Вингинская-200, Вяткинская-228, Ганькинская-287, Гарело-Ярская-545, Георгиевская-263, Голубинская-532, Голубовская-279, Горбуновская-513, Горная-71, Горнякская-563, Городецкая-323, Горьковская-572, Гришинская-121, Громовская-389, Гужихинская-452, Гурбяновская-303, Гусельтовская-573, Густореченская-158, Дальняя-174, Даумбайская-307, Декабрьская-Верхнеляминская-194, Дербышинская-223, Джамбульская-318, Димитровская-308, Дмитриевская-319, Добринская-130, Долонская-557, Дуванкульская-339, Дубчесская-372, Евринская-113, Егорьевская-565, Екатерининская-100, Еланская-383, Елизаровская-88, Еллей-Игайская-522, Елогуйская-367, Ельцовская-403, Ем-Еговская-81, Ереминская-106, Ермаковская-356, Еткульская-345, Ларганская-306, Ждановская-285, Железнодорожная-97, Заводоуковская-227, Завьяловская-242, Зайковская-135, Западная-385, Западно-Большереченская-262, Западно-Ермаковская-358, Западно-Колгачская-539, Западно-Кельватская-175, Западно-Колпашевская-397, Западно-Крыловская-546, Западно-Назинская-474, Западно-Сеньинская-438, Западно-Сильгинская-433, Зареченская-107, Захолустнинская-598, Звездная-498, Зимняя-502, Ивановская-251, Иванопавловская-309, Игарская-355, Игольская-248, Игримская-66, Ижморская-613, Ильякская-470, Ингалинская-226, Ингинская-86, Инги-Соимская-28, Индюшевская-588, Инкинская-400, Ипатовская-511, Ишимская-324, Казанковская-328, Казанская-527, Казачинская-375, Кайнолинская-555, Калачевская-252, Калининская-560, Калиновая-526, Калиновская-522, Калкаманская-274, Калмановская-84, Каменская-219, Каменск-Уральская-217, Каменск-Уральская-220, Камышинская-257, Камышинская-349, Камышловская-140, Камышловская-266, Кананакская-390, Канитлорская-196, Карабашская-125, Карандашевская-164, Карбинская-378, Каргасокская-407, Каргинская-429, Карчагинская-6, Касская-374, Катыльгинская-179, Квартовская-478, Квензерская-443, Кельватская-172, Кенгская-550, Киев-Еганская-414, Киндальская-428, Киреевская-608, Кировская-294, Кислорская-43, Киялинская-293, Ключевская-347, Ключевская-459, Когитская-246, Козихинская-569, Колик-Еганская-489, Колотушная-451, Колпашевская-396, Колтогорская-476, Колчанская-436, Комсинская-366, Комсомольская-70, Комсомольская-479, Комсомольская-464, Коноваловская-325, Корбыльская-386, Коростелинская-561, Косолаповская-340, Костровская-361, Кочебиловская-435, Кочебская-36, Коченевская-597, Крапивинская-166, Красногвардейская-137, Красногорская-509, Краснодарская-578, Краснокутская-280, Крыловская-549, Крюковская-239, Кузнецовская-119, Кулайская-247, Кунжальская-13, Куноватская-18, Куприяновская-327, Курганская-342, Курганская-510, Куржинская-393, Кустанайская-335, Кучинская-55, Курчукская-574, Кыкинская-449, Кыксинская-368, Кыс-Еганская-369, Кышмановская-584, Лаборовская-2, Лынтынь-Яхская-173, Лаптевская-559, Ларломкинская-177, Лебяжевская-314, Ледовая-183, Ленинградская-284, Леньковская-575, Лесная-454, Леушинская-117, Линеевская-297, Линейная-420, Листвягинская-235, Литковская-250, Локосовская-208, Локтевская-570, Ломовая-462, Лорбинская-87, Лосинская-520, Лосихинская-585, Лот-Панская-23, Лугинецкая-441, Луговая-144, Лукашкин-Ярская-482, Лучинкинская-142, Лыхминская-47, Лянторская-195, Майская-500, Макаркинская-25, Макушинская-316, Малиновская-233, Малоатлымская-80, Малобалыкская-187, Малоичская-519, Маломегионская-211, Малореченская-480, Малохетская-352, Малочикская-596, Малочимулякская-416, Мальцевская-143, Мамонтовская-189, Мариинская-615, Мартовская-380, Мартукская-283, Марьевская-483, Матышинская-469, Маяхт-Асская-21, Мегионская-214, Медведевская-8, Медведевская-495, Меженская-507, Менделеевская-148, Миасская-127.

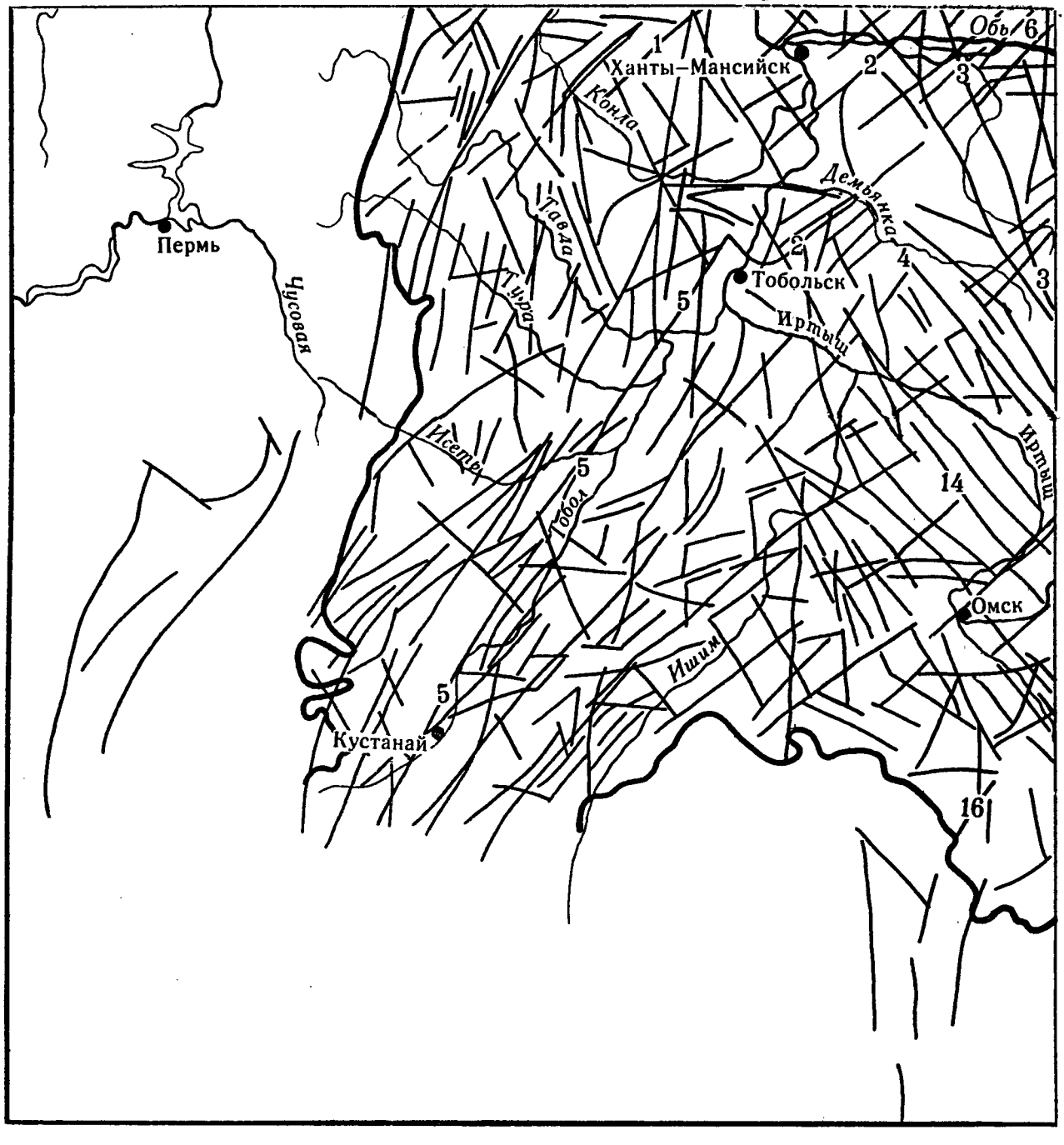
Мильтонская-I98, Минчимкинская-I99, Мирная-542, Михайловская-230, Моханская-4I0, Моисеевская-I65, Молодежная-89, Молодогвардейская-282, Мартымьинская-I09, Мочищенская-600, Мугайская-I03, Мулымьинская-II4, Мурасовская-424, Муромцевская-259, Мыгытынская-42I, Мыльджинская-453, Мясская-82, Мыски-592, Нагорнинская-I54, Надымская-I2, Назаровская-I20, Назаровская-350, Назинская-473, Нань-Яхская-484, Нарыкарская-44, Нарымская-406, Натальинская-I55, Нахрачинская-II8, Неженская-332, Неремовская-37, Нерчинская-69, Нижнебаихская-362, Нижневартовская-493, Нижнеимбатская-365, Нижнекетская-353, Нижнеомская-269, Нижнечириковская-304, Никольская-260, Никольская-423, Нововасильевская-244, Нововасюганская-I7I, Новогодняя-49I, Новоивановская-298, Новологиновская-253, Новолюбинская-265, Новонеженская-336, Новомская-268, Новопокровская-3I0, Новопортовская-I, Новороссийская-566, Новотроицкая-I05, Новотроицкая-5I4, Ноябрьская-522, Нулин-Турская-64, Нюльгинская-499, Нярги́нская-382, Обская-4, Обская-605, Овечкинская-576, Овражная-398, Озерная-I8I, Озерная-299, Озеро Как-320, Октябрьская-288, Окуневская-III, Оленья-I82, Олимпийская-535, Омская-267, Ордынская-595, Орловская-255, Осколовская-579, Останинская-539, Охтеурьевская-488, Павловская-I69, Павлодарская-272, Парабельская-405, Парбигская-55I, Патрах-Асская-22, Пауль-Турская-65, Паутовская-580, Пашинская-58, Пахромская-33, Пелымская-98, Первомайская-I78, Перегра́дненская-326, Перегребнинская-75, Передовая-466, Песчаная-395, Песчано-Дубровинская-609, Пешеходная-50I, Пимская-20I, Пионерская-460, Пихтовская-604, Пограничная-534, Подкаменная Тунгуска-37I, Пойдугинская-39I, Пойкинская-I9I, Покачевская-207, Покровская-225, Покровская-305, Половинкинская-II6, Полуденная-475, Полуйская-II, Поляновская-83, Польхостурская-62, Поскоевская-547, Пословская-20, Поспелихинская-54I, Потанайская-90, Пресновская-3I7, Прибеленская-5I5, Привольская-I34, Прирахтовская-237, Проточенская-46, Пуглалымская-458, Пудинская-538, Пульсецкая-4I3, Пунчинская-68, Радомская-48, Ракитинская-229, Ракитинская-529, Ракитинская-564, Резимовская-49, Речная-446, Рогалевская-537, Романовская-I02, Рублевская-30I, Рубцовская-567, Рявкинская-289, Сабянинская-99, Савуйская-205, Саймовская-477, Салехард-Полуйская-9, Салехардская-7, Салехард-Яр-Сале-337, Салымская-I90, Самотлорская-2I5, Самутнельская-34, Саргатская-264, Сартыньинская-53, Светлая Заря-594, Свободное Пастбище-273, Северная-487, Северо-Васюганская-465, Северо-Карандашевская-I63, Северо-Колпашевская-394, Северо-Лымбельская-388, Северо-Мыльджинская-455, Северо-Останинская-54I, Северо-Покурская-209, Северо-Сильгинская-430, Семивидовская-92, Сенькинская-437, Сергеевская-258, Сергеевская-3I2, Серовская-I0I, Сибкраевская-4I8, Славгородская-553, Смирновская-292, Смоленская-I56, Снежная-43I, Соболиная-439, Советская-2I3, Согринская-I47, Соколово-Сарбайская-337, Соколовская-3I3, Сельвейкинская-540, Сомовская-536, Соснинская-496, Сосьвинская-I04, Сотэюганская-74, Соц.Маяк-577, Среднебалыкская-I88, Средневасюганская-463, Среднемулымьинская-I08, Средненюрольская-457, Ставропольская-330, Старобельская-333, Сташковская-603, Степаногорская-28I, Стрежевая-497, Сумсьинская-60, Сургутская-203, Сухменская-3I5, Суходудинская-35I, Сухочемровская-583, Сымская-373, Сысконсыньинская-63, Сычевская-58I, Съёмочная-277, Табаганская-525, Таборинская-I24, Тавдинская-I28, Таволгинская-528, Таежная-6I, Таежная-486, Тайдасская-530, Тайжинская-399, Тайнчинская-295, Тайтымская-I57, Талицкая-I4I, Табаевская-524, Танопчанская-I0Тарбажинская-24I, Тарская-243, Тартасская-508, Татарская-27I, Тебисская-5I0, Тевризская-236, Тевризская-236, Тельмановская-278, Тенисская-53I, Тетеревская-II2, Тибинакская-408, Тигинская-548, Тобольская-I49, Токерысская-302, Толькинская-57, Томская-6I0, Трехозерная-II5, Тростниковая-426, Тростниковая-467, Тугиянская-40Туйская-245, Тунгольская-4I5, Туринская-I3I, Туруханская-359, Туруханская-363, Тутлеймская-29, Тымская-4I2, Тюменская-224, Тонтогурская-33I, Уватская-I53, Угловская-344, Угловская-558, Уйская-338, Улановская-6I2, Ураловская-427, Ургульская-506, Урманская-523, Урненская-I59, Усановская-I60, Устремская-26, Усть-Балыкская-202, Усть-Куноватская-I7, Усть-Ляпинская-56, Усть-Пуглалымская-456, Усть-Сильгинская-432, Усть-Тымская-425, Утешевская-I45, Федоровская-204, Фестивальная-444, Фроловская-I92, Ханты-Мансийская-I93, Хош-Гортская-I5, Чарымовская-450, Чачанская-377, Чебачья-32, Чебачья-485, Чебурлинская-240, Чековская-503, Челноковская-232, Черемшанская-I36, Черемшанская-46I, Черепановская-593, Черкашинская-I5I, Чеурская-423, Чеховская-32I, Чимулякская-4I7, Чинжарская-544, Чкаловская-296, Чкаповская-467, Чулымская-589, Чулымская-6I4, Чункельская-409, Чуэльская-4I, Шаимская-9I, Шайдуровская-59I, Шахматная-I70, Шаховская-38, Шеркалинская-76, Шидертинская-275, Шингинская-442, Шоганская-45, Шудельская-40I, Шумихинская-348, Шухтунгортская-73, Шучинская-357, Эмторская-4I9, Эсская-96, Юбилейная-440, Южная-300, Южно-Демьяновская-I6I, Южно-Моисеевская-I67, Южно-Мыльджинская-448, Южно-Назинская-47I, Южно-Полноватская-39, Южно-Русская-360, Южно-Соснинская-494, Южно-Черемшанская-I80, Юргинская-606, Ягунская-206, Яковлевская-290, Ялбыньинская-59, Январская-238, Ярская-I46, Ярская-376.

Приложение лист I



Приложение лист 2

Приложение лист 3



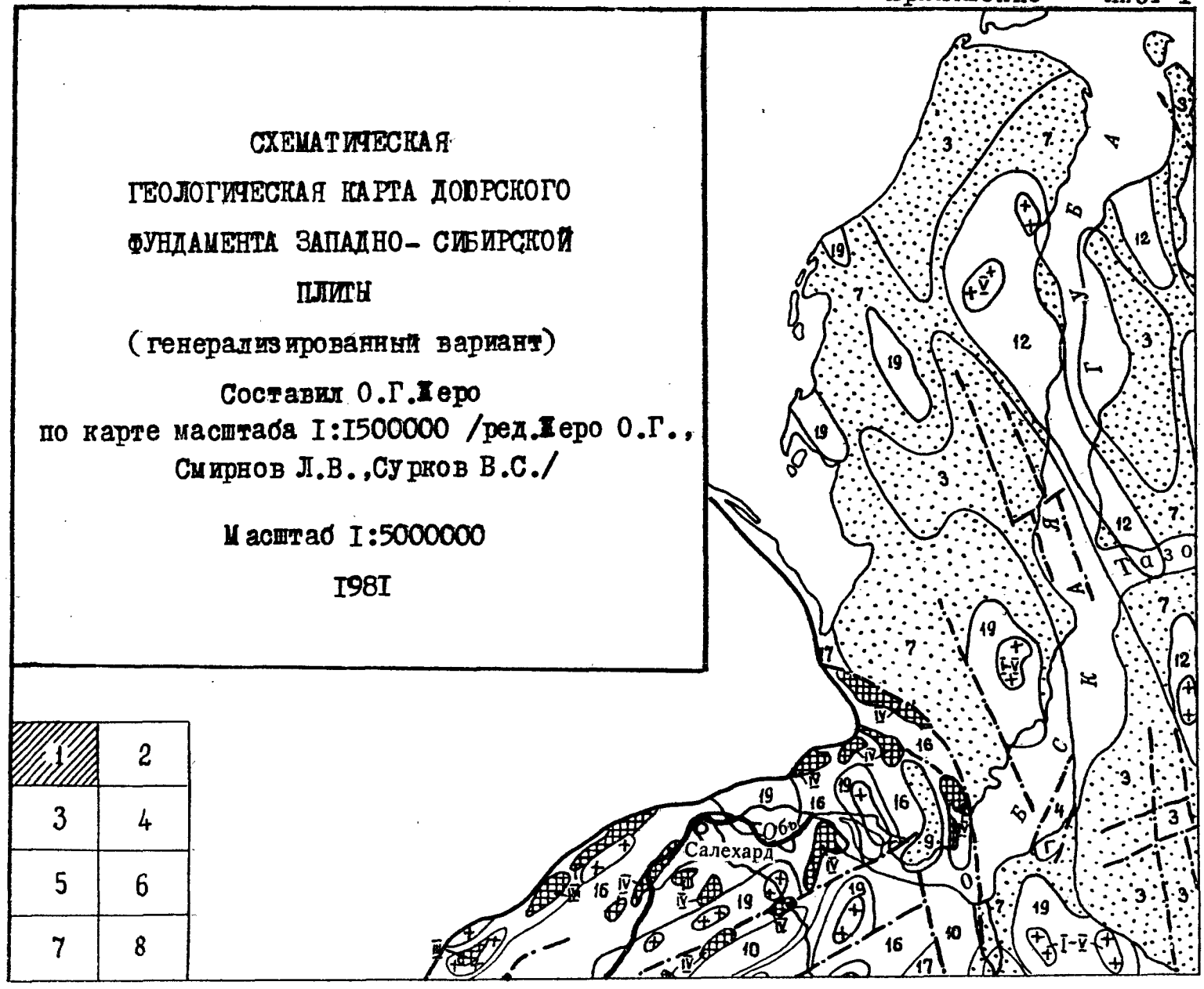
Приложение лист 4

СХЕМАТИЧЕСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДОЮРСКОГО
ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО- СИБИРСКОЙ
ПЛИТЫ
(генерализированный вариант)

Составил О.Г.Жеро
по карте масштаба I:I500000 /ред.Жеро О.Г.,
Смирнов Л.В.,Сурков В.С./

Масштаб I:5000000

I98I



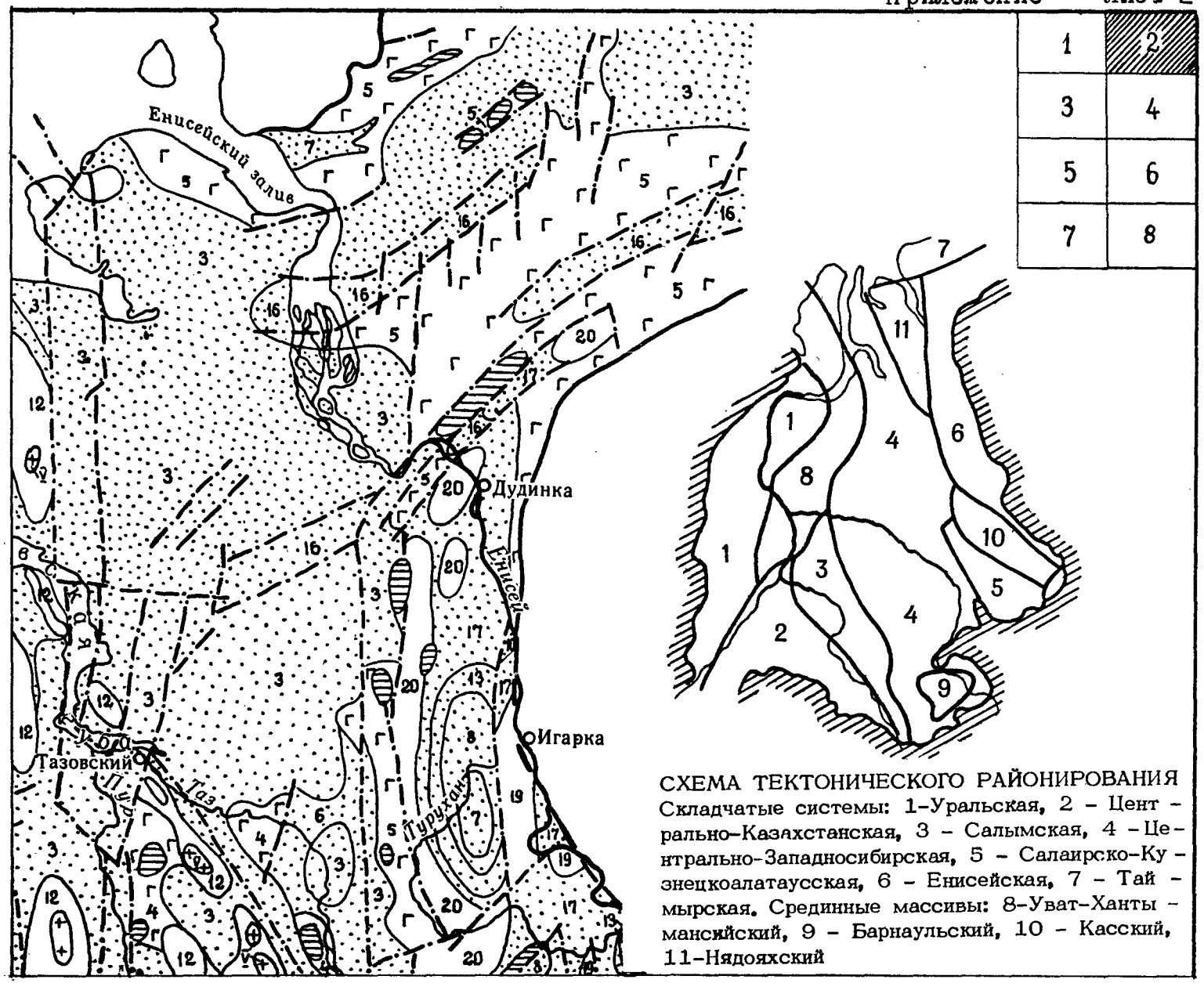
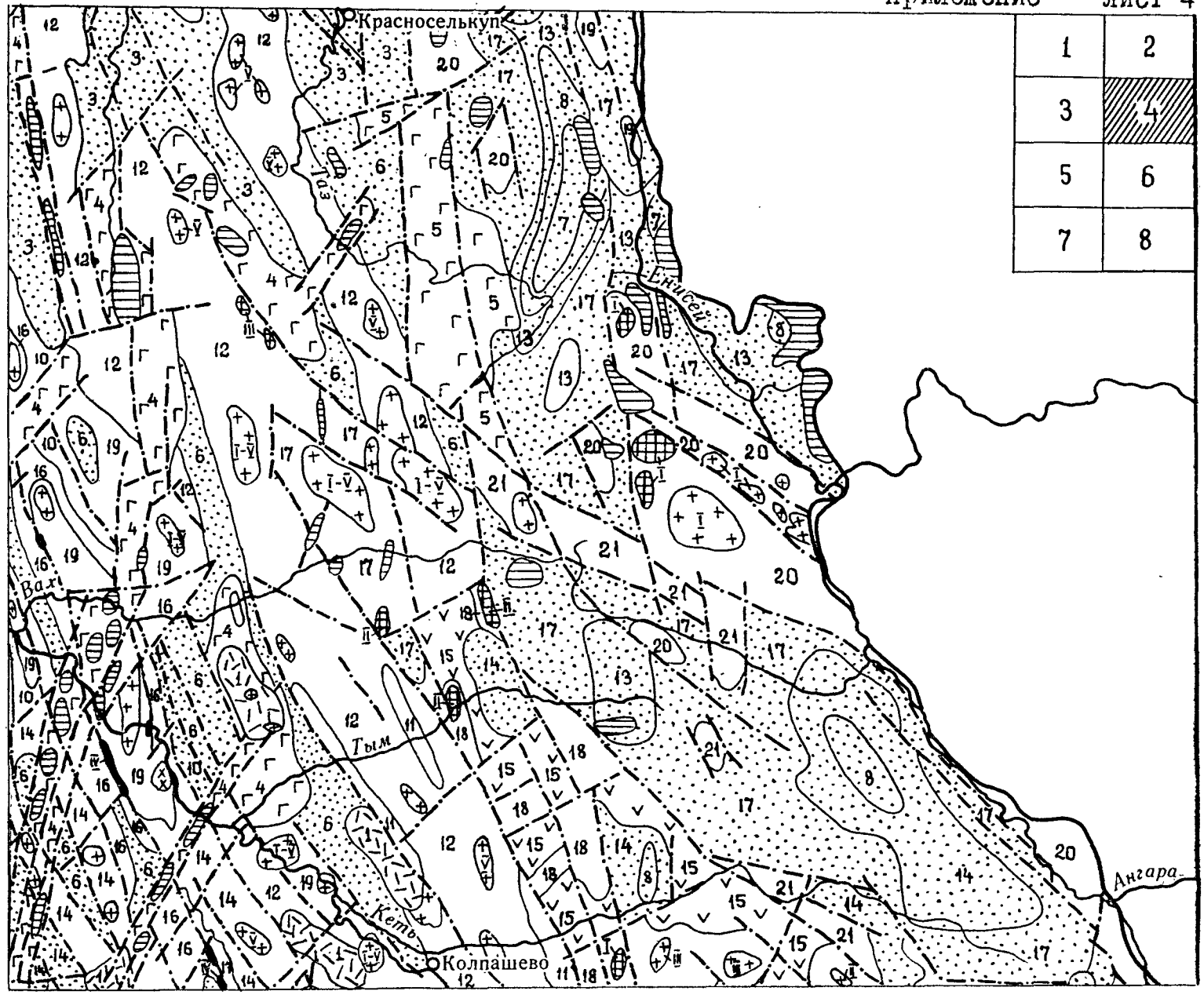


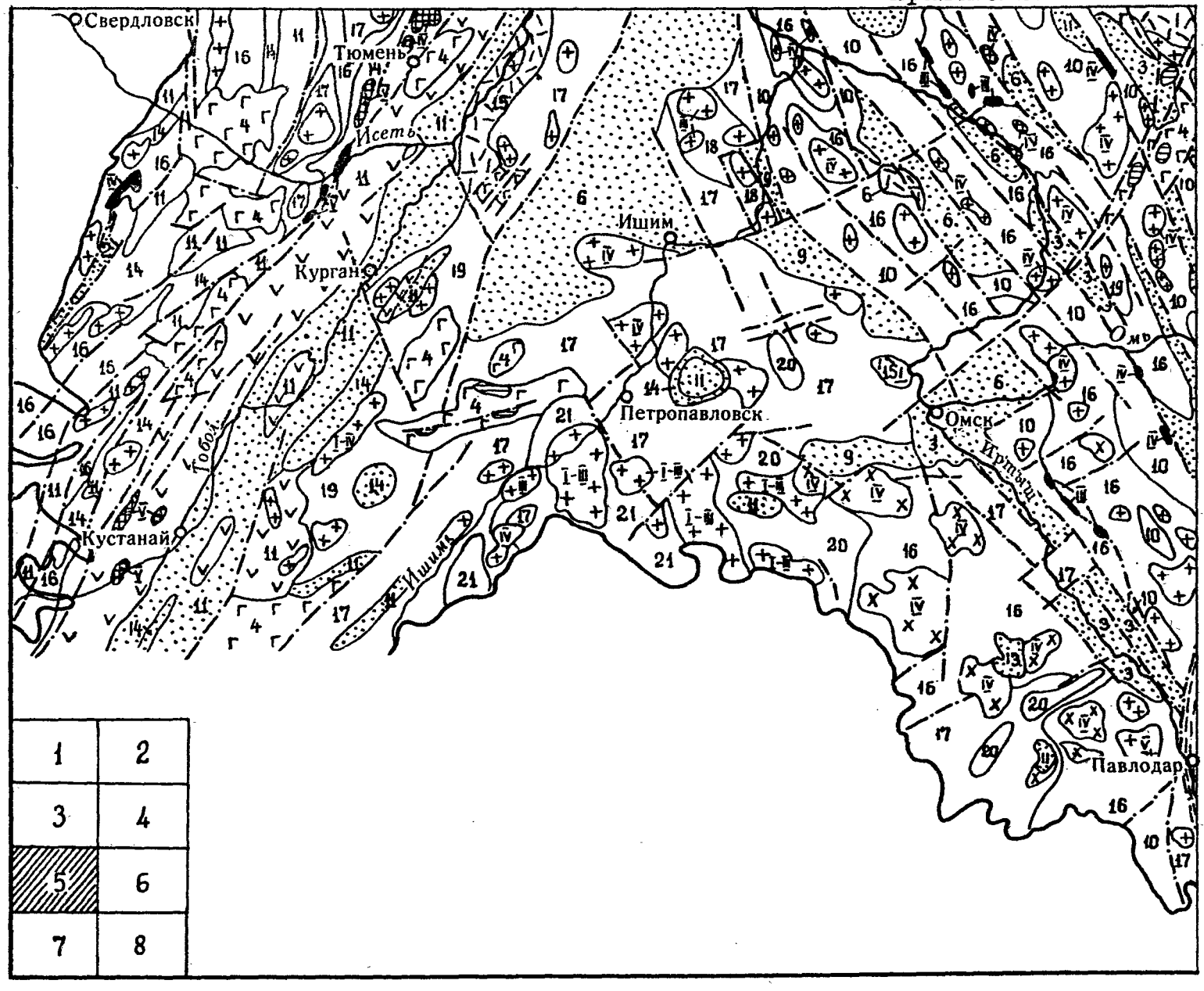
СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

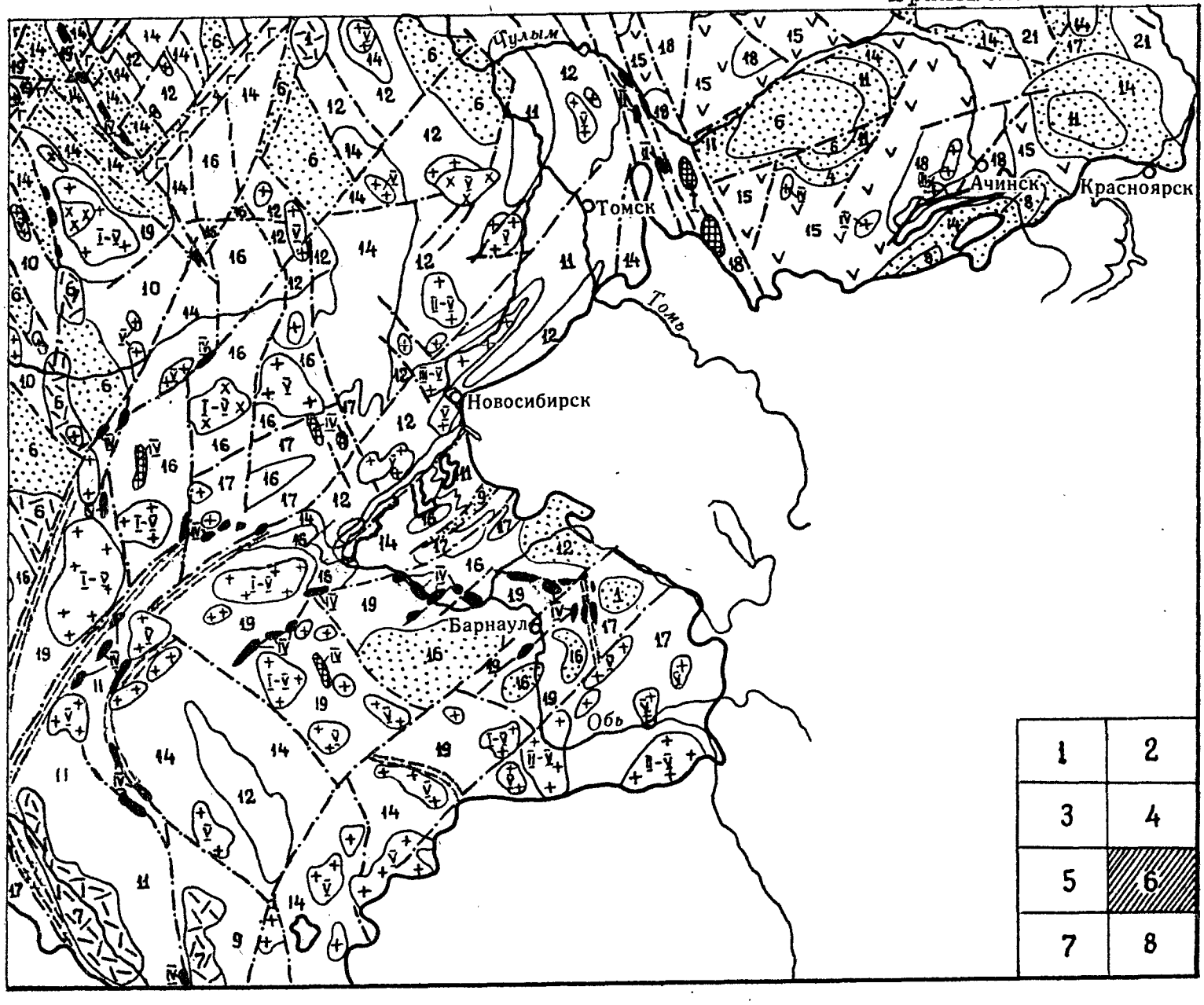
Складчатые системы: 1-Уральская, 2 - Центрально-Казахстанская, 3 - Салымская, 4 - Центрально-Западносибирская, 5 - Салаирско-Кузнецкоалатаусская, 6 - Енисейская, 7 - Таймырская. Срединные массивы: 8-Уват-Ханты-мансийский, 9 - Барнаульский, 10 - Касский, 11-Нядояхский

1
2
3
4
5
6
7
8
Надым
Надым
Казым
Обь
Ханты-Мансийск
Демьянка
Бол. Юган
Тобольск



1	2
3	4
5	6
7	8


Свердловск
Тюмень
Исеть
Курган
Ишим
Петропавловск
Омск
Иртыш
Кустанай
Тобол
Ишим
Павлодар
1
2
3
4
5
6
7
8


Чулым
Томск
Ачинск
Красноярск
Томь
Новосибирск
Барнаул
Обь
1
2
3
4
5
6
7
8

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

интрузивные комплексы

возраст комплексов

	ДОКЕМБРИЙСКИЕ	НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ (кембрий)	НИЖНЕ-СРЕДНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЕ (ордовик-силур)	СРЕДНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЕ (девон)	СРЕДНЕ-ВЕРХНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЕ (карбон-пермь)	РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ
ГРАНИТЫ, ПЛАГИОГРАНИТЫ	I	II	III	IV	V	
ГРАНОДИОРИТЫ		II	III	IV	V	
ДИОРИТЫ, ГАББРО		II	III	IV	V	
ТРАППЫ						
ГИПЕРБАЗИТЫ		II	III	IV	V	

ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ОСАДОЧНЫЕ СЛАБОИЗМЕНЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА И ТУФЫ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА И ТУФЫ

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ТРАППОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД

1	2
3	4
5	6
7	8

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1 НИЖНИЙ ОТДЕЛ КРСКОЙ СИСТЕМЫ /предположительно геттагский и синемюрский ярусы /. Липариты и их туфы.

2 ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ-НИЖНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ. Терригенные угленосные отложения.

3 СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ. Терригенные отложения.

4 НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ. Базальты, долериты, вулканогенно-осадочные отложения.

5 НИЖНИЙ ОТДЕЛ ТРИАСОВОЙ СИСТЕМЫ. Базальты и их туфы, терригенные отложения.

6 ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ. Терригенные, местами угленосные отложения, липариты и их туфы, туффиты.

7 ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА. Терригенно-карбонатные и угленосные отложения.

8 КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА. Терригенные угленосные и карбонатные отложения.

9 СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ. Терригенные отложения.

10 СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ. Глинистые сланцы, филлиты, спилиты, порфириты, известняки и доломиты.

11 НИЖНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ. Известняки, доломиты, глинистые и известково-глинистые сланцы.

12 ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ-НИЖНИЙ ОТДЕЛ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ. Глинистые сланцы, филлиты.

13 ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА. Терригенные красноцветные и терригенно-карбонатные отложения.

14 СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ. Известняки, доломиты, спилиты, диабазовые порфириты.

15 НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ. Порфириты и туфы, терригенные красноцветные отложения.

16 НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ. Слюдяные сланцы, филлиты, мраморы, эффузивы разного состава.

17 НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ. Углисто-кремнистые, хлоритовые сланцы, мрамора, эффузивы разного состава, известняки.

18 ПРОТЕРОЗОЙ-КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА. Доломиты, кремнистые сланцы, эффузивы основного состава.

19 ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ. Серицито-хлоритовые сланцы.

20 ПРОТЕРОЗОЙ. Кварциты, филлиты, амфиболиты, слюдистые сланцы.

21 АРХЕЙ-ПРОТЕРОЗОЙ. Амфиболиты, гнейсы, тальково-актинолитовые сланцы.

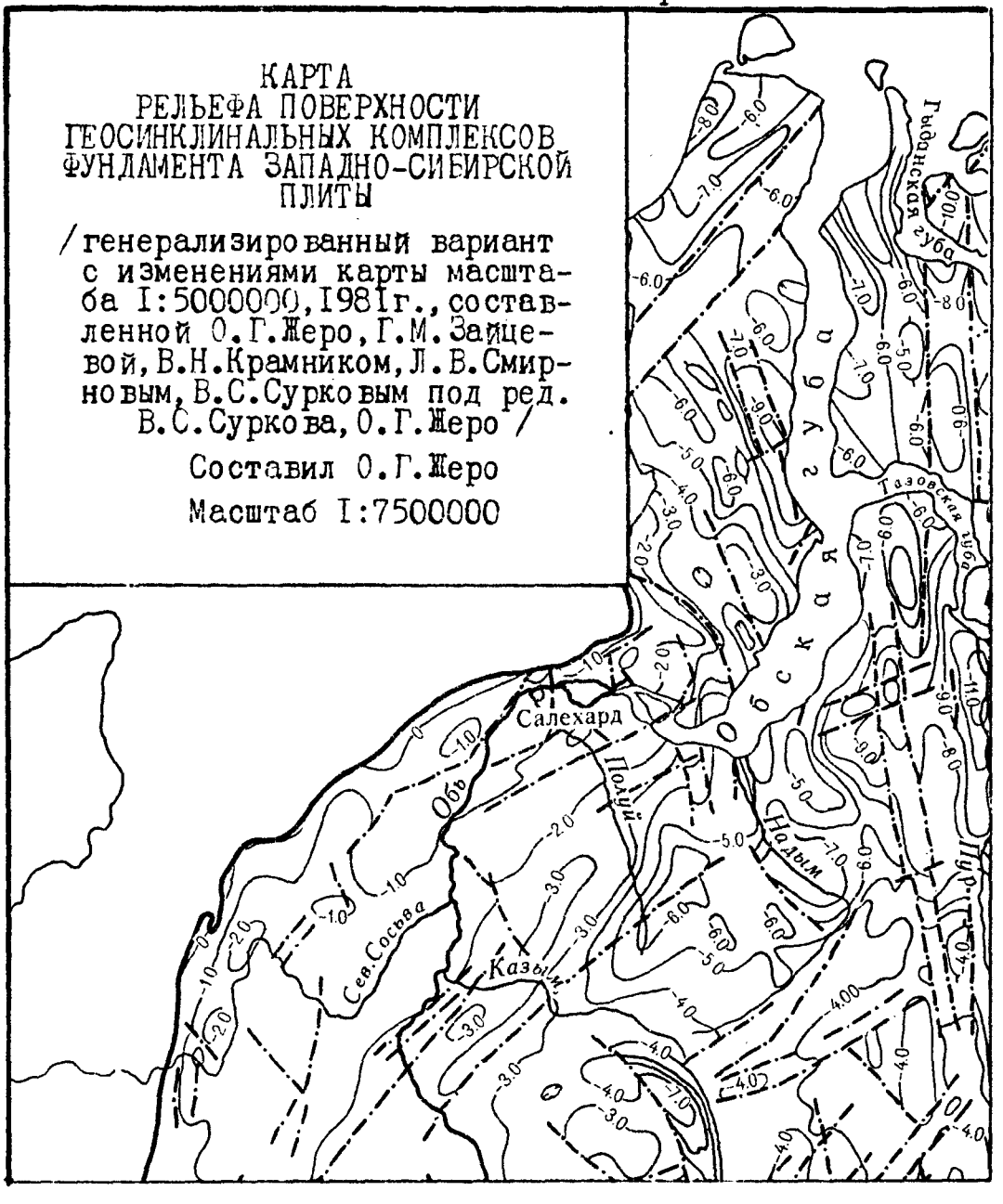
ОСНОВНЫЕ РАЗЛОМЫ

ЗОНЫ СМЯТИЯ

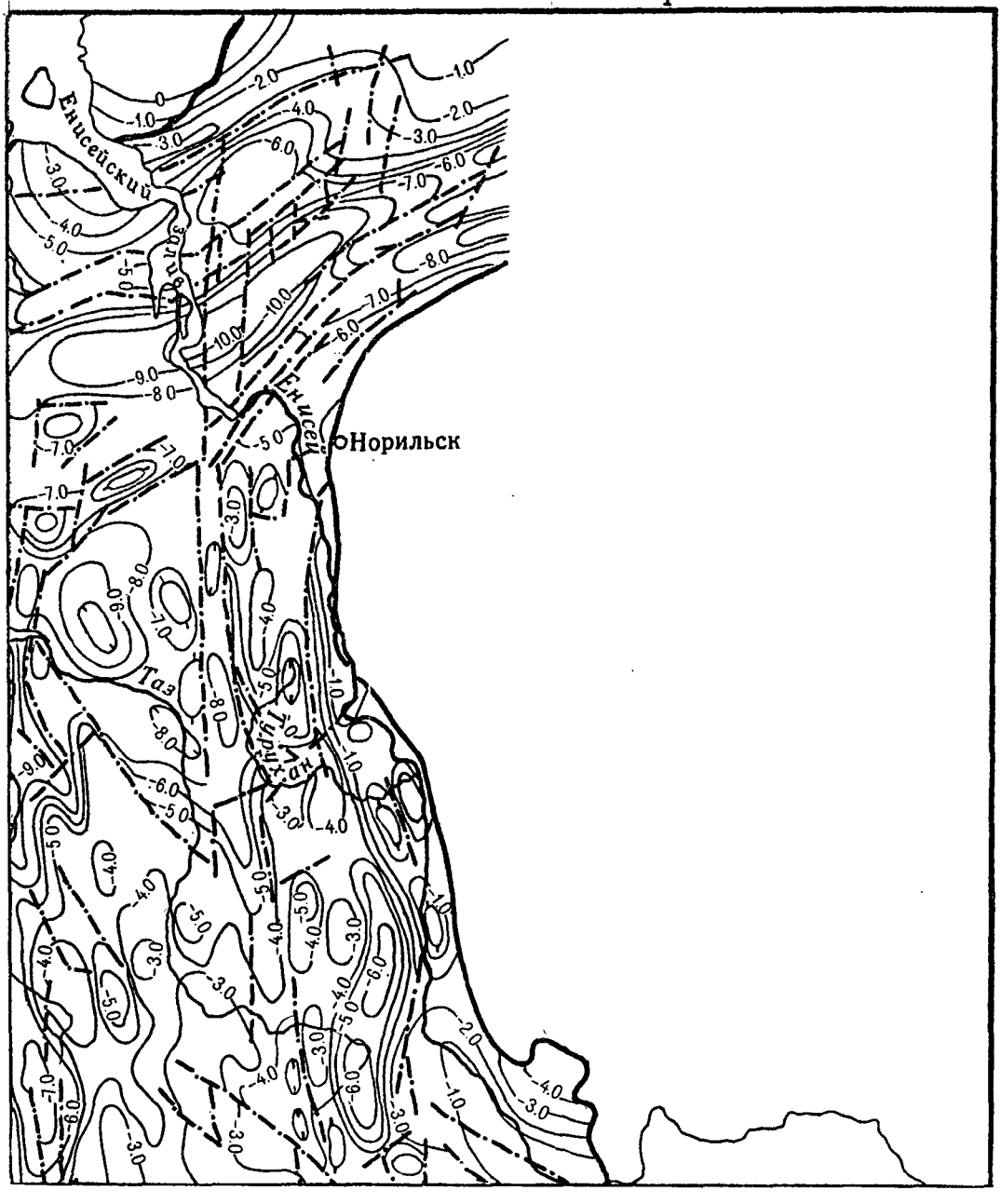
ГРАНИЦА РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА.

1	2
3	4
5	6
7	8

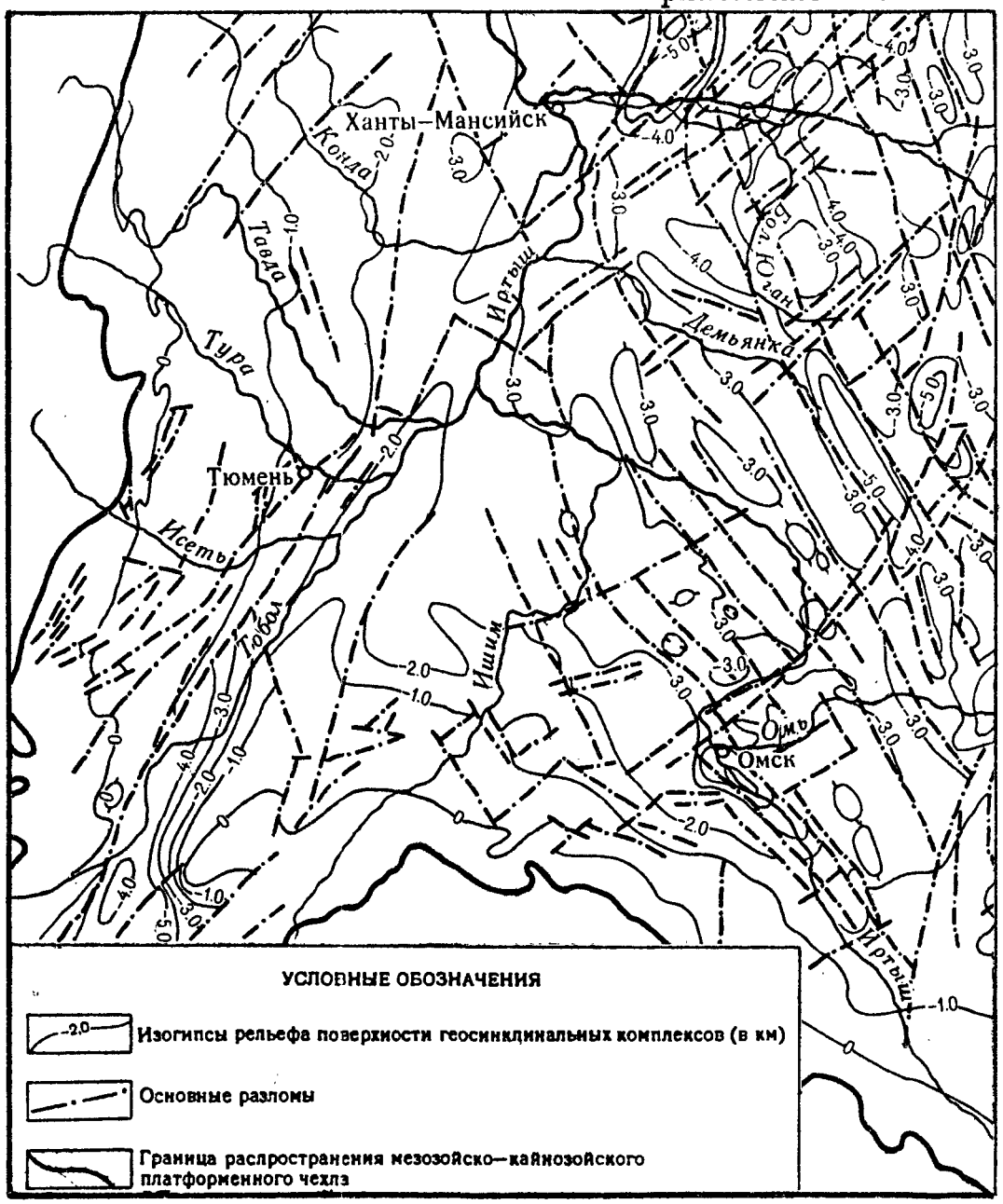
Приложение лист I



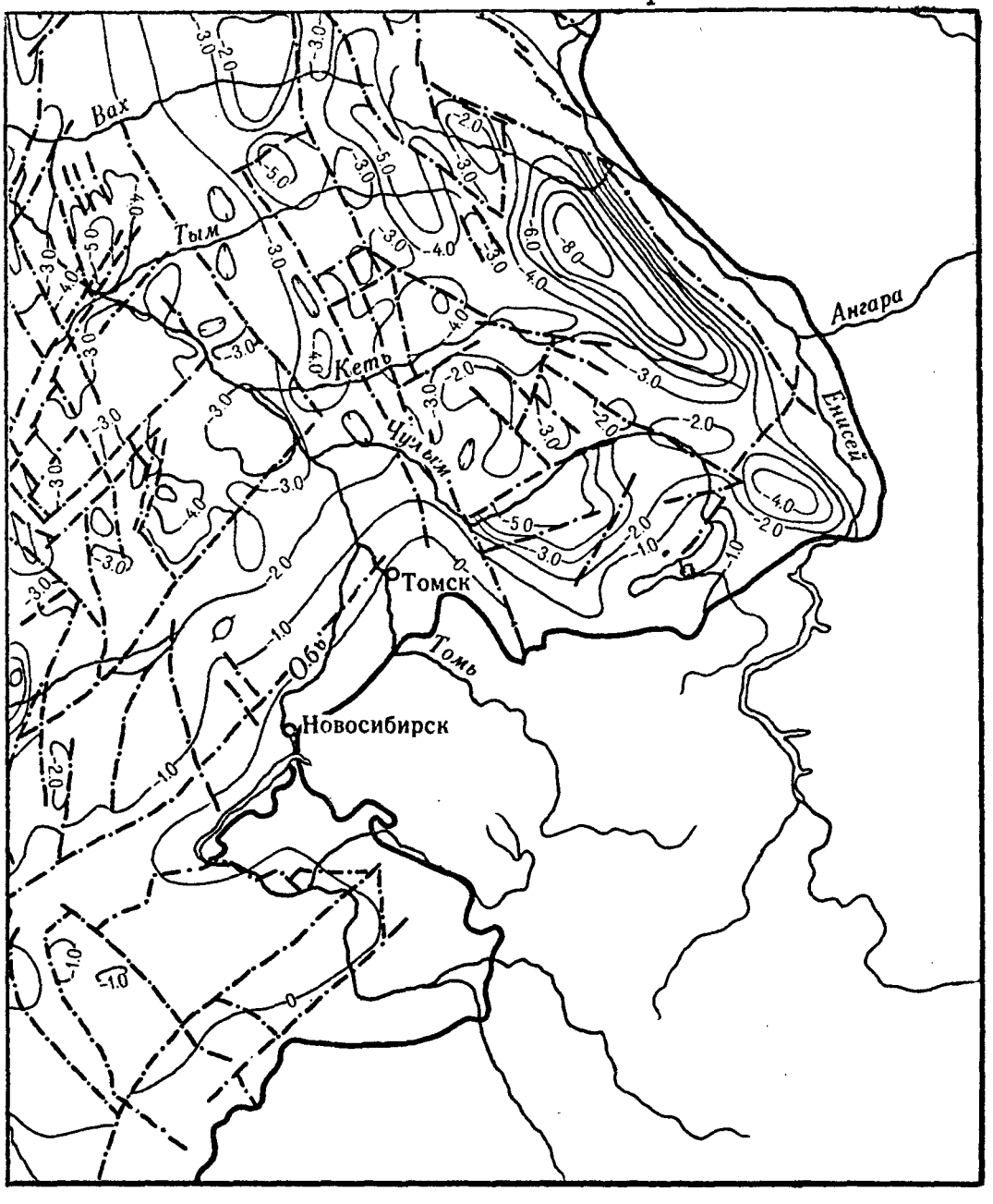
Приложение лист 2



Приложение лист 3



Приложение лист 4



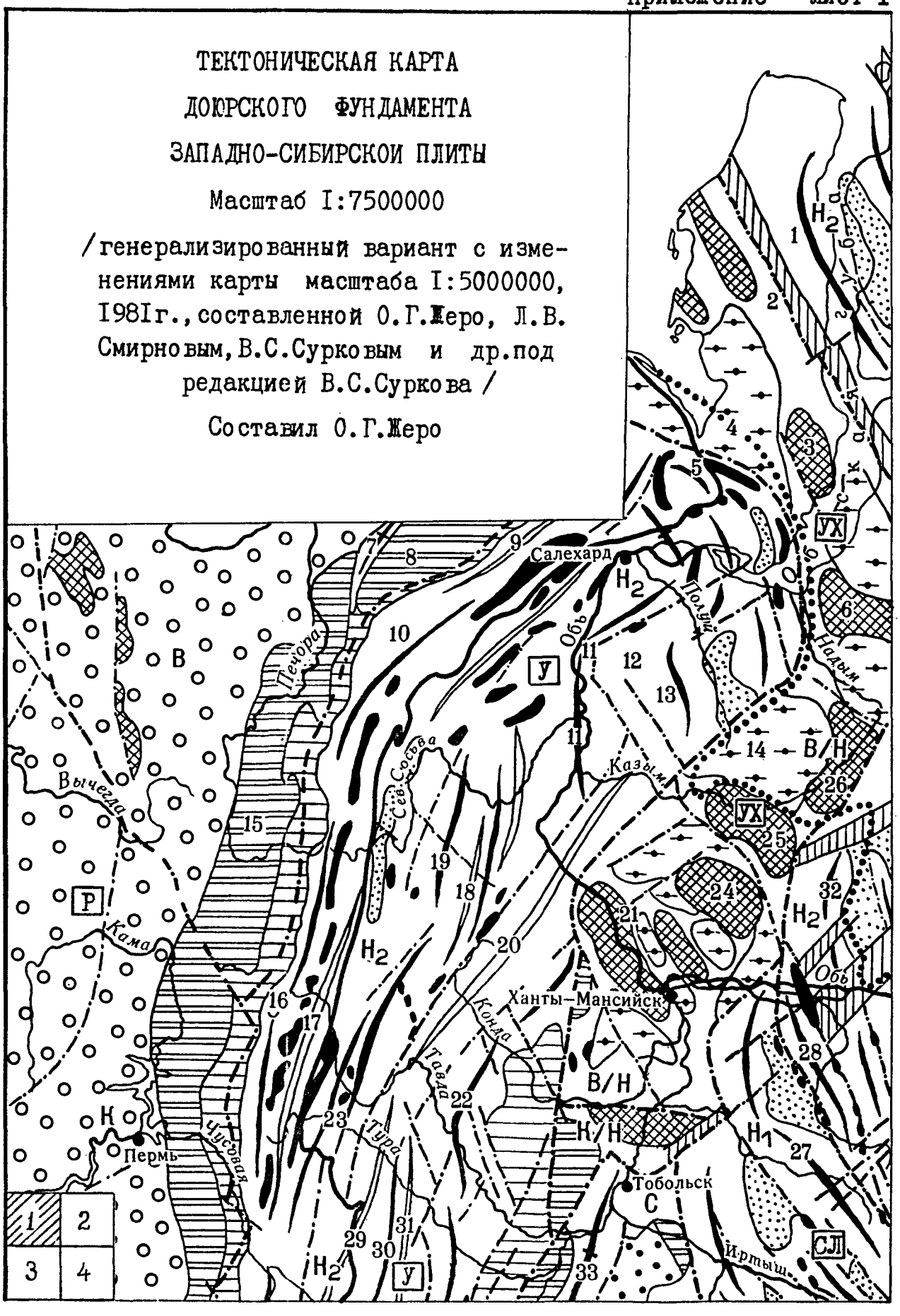
Приложение лист I

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА
ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

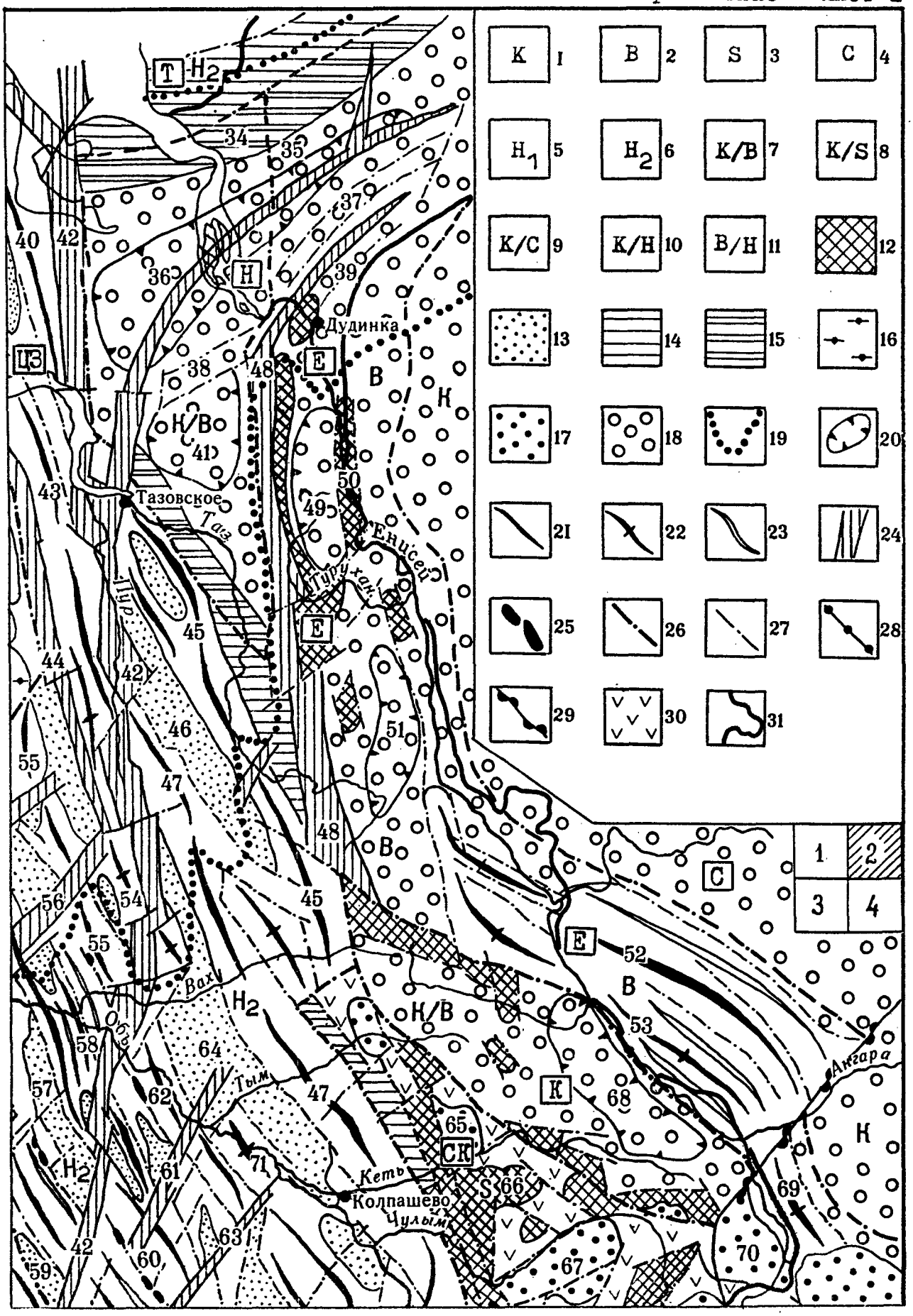
Масштаб I:7500000

/генерализированный вариант с изменениями карты масштаба I:5000000, I98Iг., составленной О.Г.Жеро, Л.В. Смирновым, В.С.Сурковым и др.под редакцией В.С.Суркова /

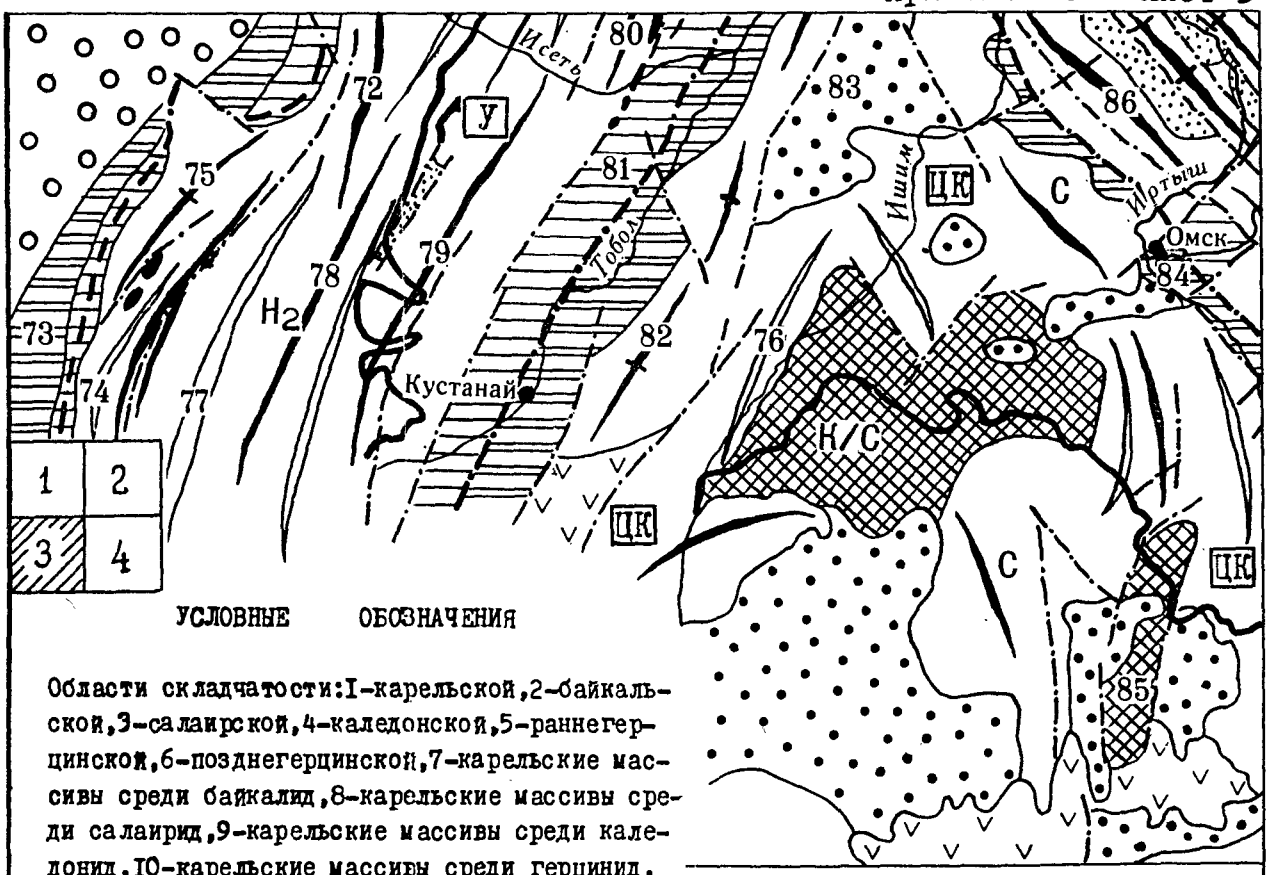
Составил О.Г.Жеро



Приложение лист 2



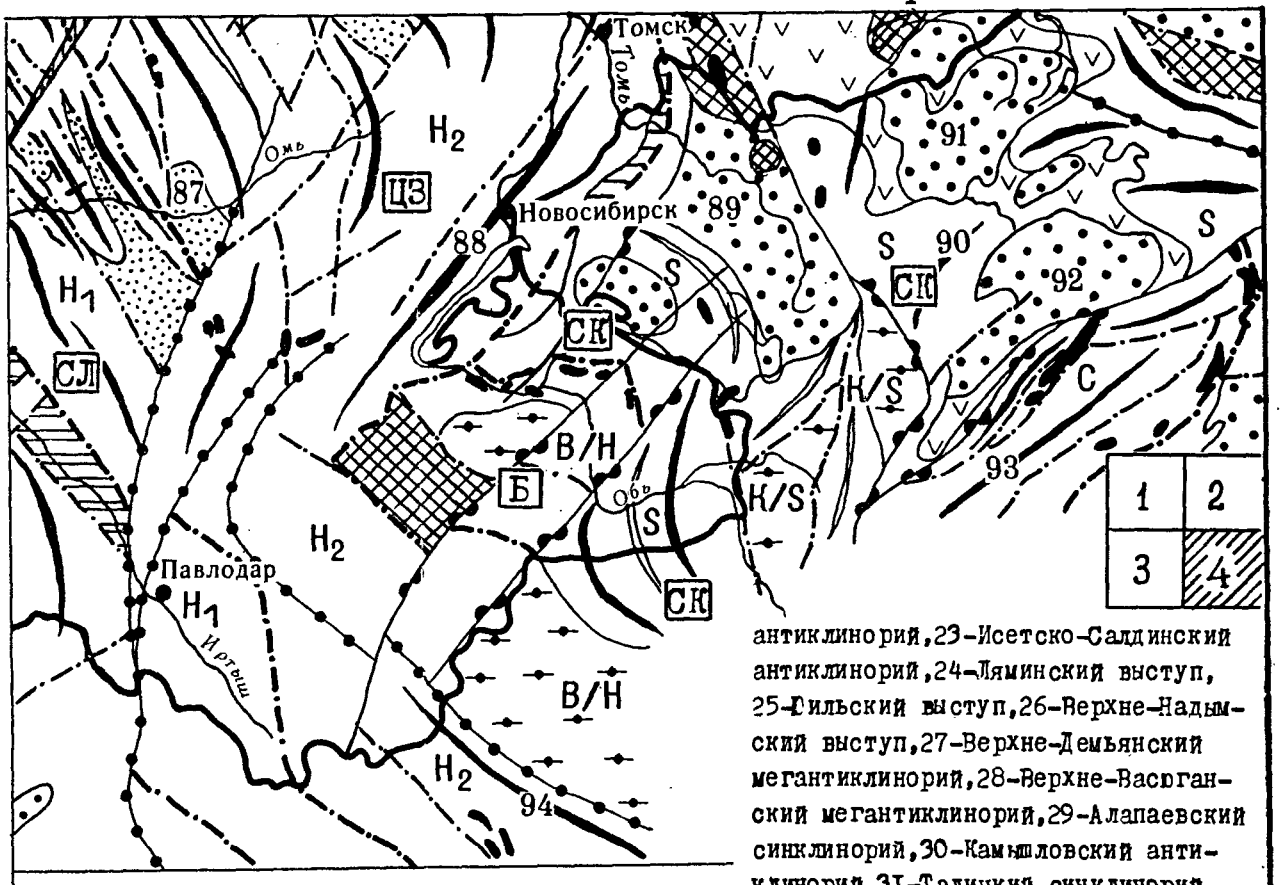
Приложение лист 3



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Области складчатости:I-карельской,2-байкальской,3-салаирской,4-каледонской,5-раннегерцинской,6-позднегерцинской,7-карельские массивы среди байкалид,8-карельские массивы среди салаирид,9-карельские массивы среди каледонид,I0-карельские массивы среди герцинид, II-байкальские массивы среди герцинид,I2-выступы геосинклинально-складчатых и кристаллических комплексов в пределах срединных массивов и областей байкальской и салаирской складчатостей,I3-орогенные межгорные прогибы и впадины,центральные части крупных синклинориев,I4-внутренние (пригеосинклинальные) зоны краевых прогибов,I5-внешние (приплатформенные) зоны краевых прогибов,I6-эпигеосинклинальные чехлы срединных массивов,I7-унаследованно-наложенные прогибы и впадины,I8-палеозойский платформенный чехол,I9-область распространения квазиплатформенного пермо-триасового чехла на севере Западно-Сибирской плиты,20-контуры платформенных впадин,2I-оси антиклинориев,22-оси горст-антиклинориев,23-оси синклинориев,24-раннемезозойские грабен-рифты,25-гипербазитовые пояса,26-разломы,разграничивающие области разного возраста складчатости, 27-разломы структурно-формационных зон,28-разломы-надвиги и зоны смятия,29-разломы-сдвиги,30-крупнейшие посторогенные покровы вулканитов,3I-контуры современного распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.Буквы на карте:Р-Русская платформа,С-Сибирская платформа. Геосинклинально-складчатые системы:У-Уральская,ЦК-Центрально-Казахстанская,СЛ-Салымская,ЦЗ-Центрально-Западносибирская,СК-Салаирско-Кузнецкоалатаусская,Е-Енисейская,Т-Таймырская. Срединные массивы:УХ-Уват-Хантымансийско-Ямальский,Б-Барнаульский,К-Касский,Н-Нядояхский. Цифры на карте:Лист I.I-Северо-Ямальский антиклинорий,2-Ямальский грабен-рифт,3-Новопортовский выступ,4-Байдарацкий прогиб, 5-Щучинский синклинорий,6-Ныдинский выступ,7-поднятия гряды Чернышова,8-Воркутинский прогиб,9-Лемвинский синклинорий,I0-Ляминский антиклинорий,II-Северо-Сосьвинский антиклинорий,I2-Горстский синклинорий,I3-Полуйский антиклинорий, I4-Надымская впадина,I5-Северо-Уральский прогиб,I6-Уралтаусский мегантиклинорий,I7-Тагильский синклинорий,I8-Сысконсыньинский синклинорий,I9-Сартыньинский антиклинорий,20-Шеркалинский синклинорий,2I-Краснолениньинский выступ,22-Шаимский

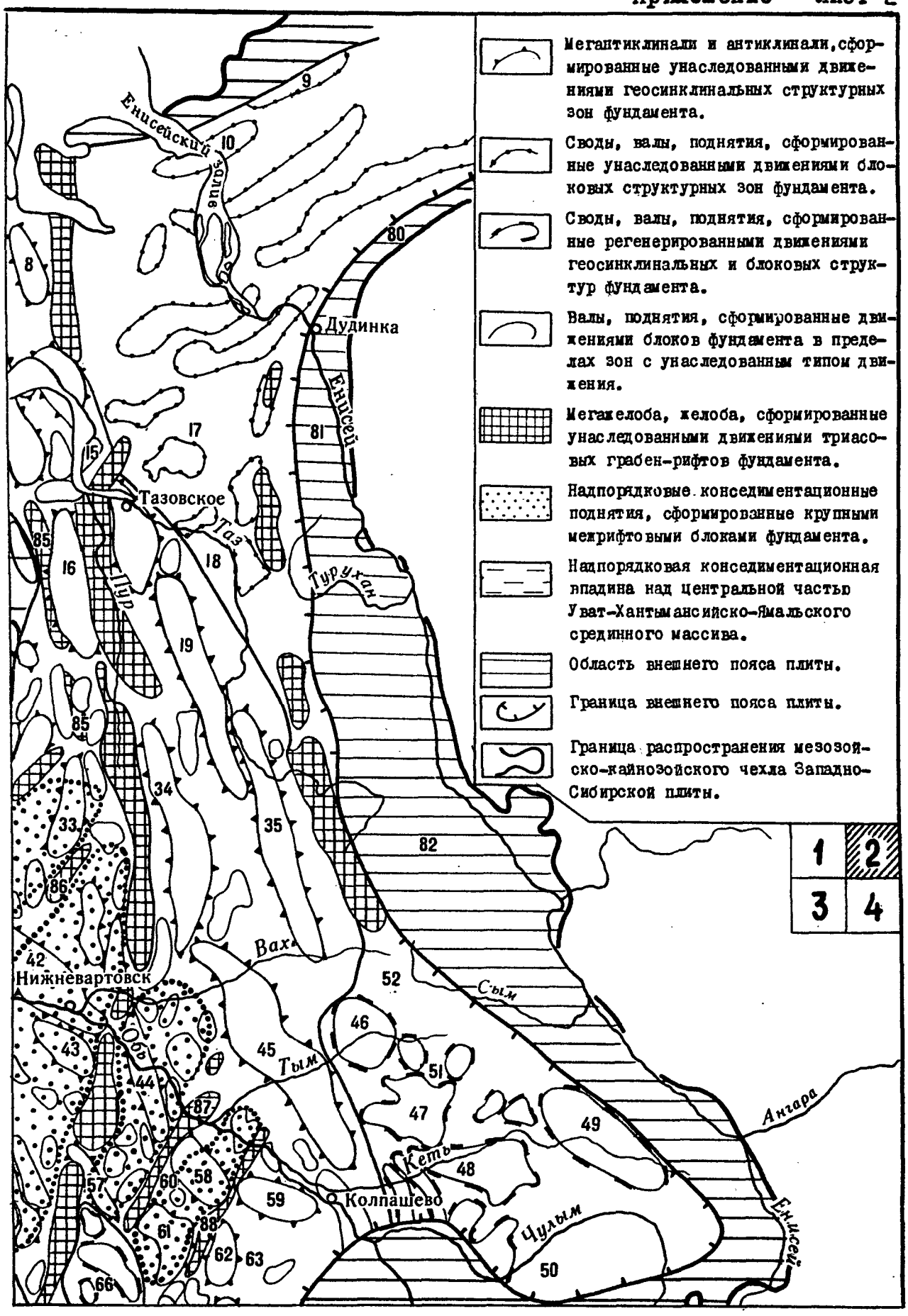
Приложение лист 4



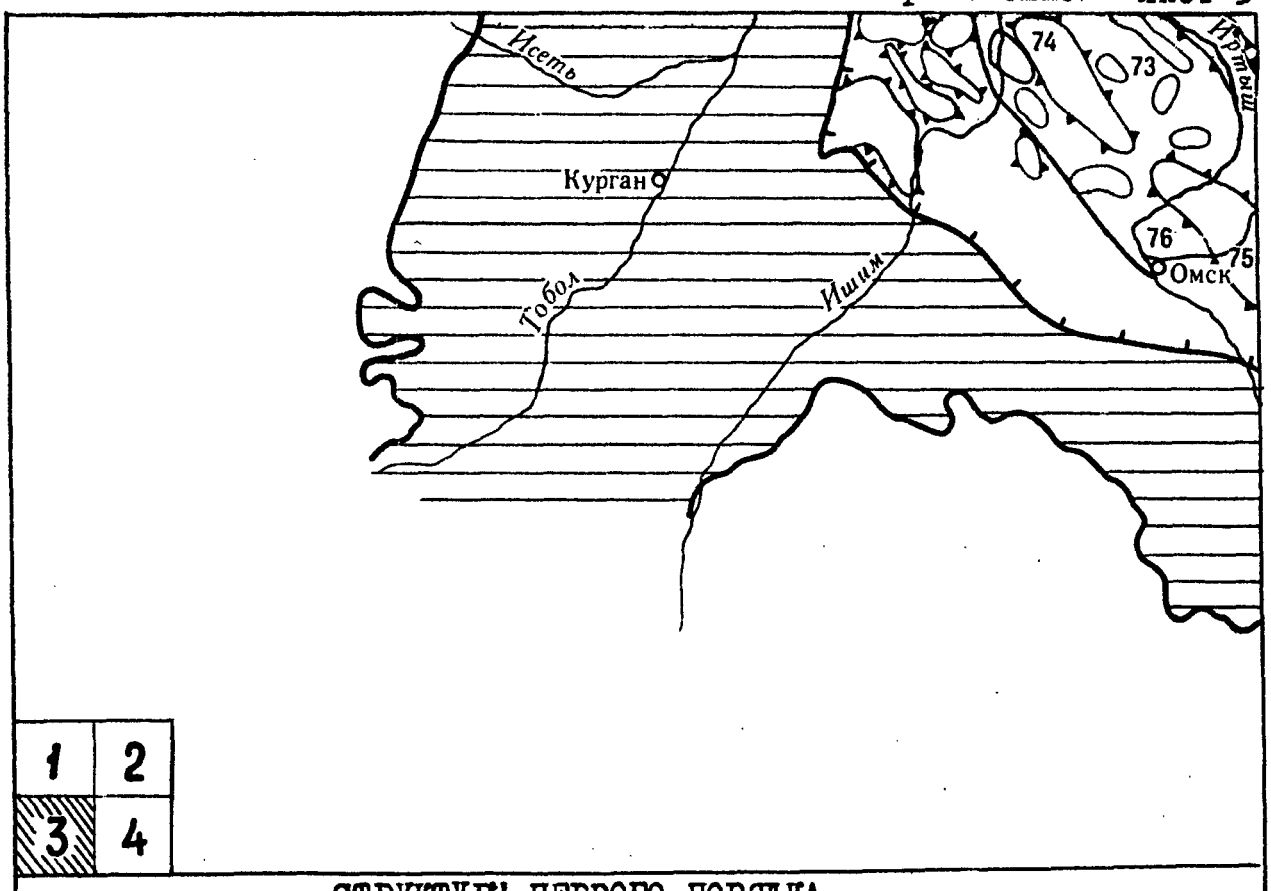
антиклинорий,23-Исетско-Салдинский антиклинорий,24-Ляминский выступ, 25-Тильский выступ,26-Верхне-Надымский выступ,27-Верхне-Демьянский мегантиклинорий,28-Верхне-Васюганский мегантиклинорий,29-Алапаевский синклинорий,30-Камышловский антиклинорий,31-Талицкий синклинорий 32-Сургутско-Пурпейский антиклинорий,33-Тобольский мегантиклинорий. л и с т 2:34-Предтаймырский прогиб,35-Яковлевский горст,36-Усть-Енисейская впадина,37-Рассохинский горст,38-Мессояхский горст,39-Малахетский горст,40-Гыданский антиклинорий,41-Нядояхская впадина,42-Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт,43-Нижне-Пурский антиклинорий,44-Худуттейский грабен-рифт,45-Тазовский мегантиклинорий,46-Верхне-Толькинский прогиб,47-Пыль-Караминский мегантиклинорий,48-Худусейский грабен-рифт,49-Маковская впадина,50-Игарский выступ,51-Баихская впадина,52-Карпинский антиклинорий,53-Приенисейский антиклинорий,54-Ларьякский прогиб, 55-Агапский антиклинорий, 56-Аганский грабен-рифт,57-Югано-Покурская впадина,58-Нижневартовский антиклинорий,59-Чекинский прогиб,60-Нюрольский прогиб,61-Усть-Тымский грабен-рифт,62-Назино-Сенькинский мегантиклинорий,63-Чузикский грабен-рифт,64-Нарымско-Колпашевская впадина,65-Алипский прогиб,66-Улуюльско-Среднечулымский выступ,67-Тегульдетская впадина,68-Касская впадина,69-Ангаро-Канский антиклинорий,70-Кемчугская впадина,71-Тибинакский горст. Л и с т 3. 72-Сысертский антиклинорий,73-Бельский прогиб,74-Зилаирский синклинорий,75-Башкирский антиклинорий,76-Мартовский синклинорий,77-Магнитогорский мегасинклинорий,78-Суундукский антиклинорий,79-Троицко-Кенгусайский антиклинорий,80-Шадринский антиклинорий,81-Урало-Казахский прогиб, 82-Урицкий антиклинорий,83-Вагай-Ишимская впадина,84-Иртышский прогиб,85-Ерменьтау-Ниязский горст-антиклинорий,86-Старосолдатско-Михайловский мегантиклинорий, л и с т 4. 87-Кыштовский прогиб,88-Новосибирский антиклинорий,89-Кузнецкий прогиб,90-Батеневский антиклинорий,91-Северо-Минусинская впадина,92-Южно-Минусинская впадина,93-Центрально-Западно-Саянский антиклинорий,94-Калбинский антиклинорий.

Приложение лист I

Приложение лист 2



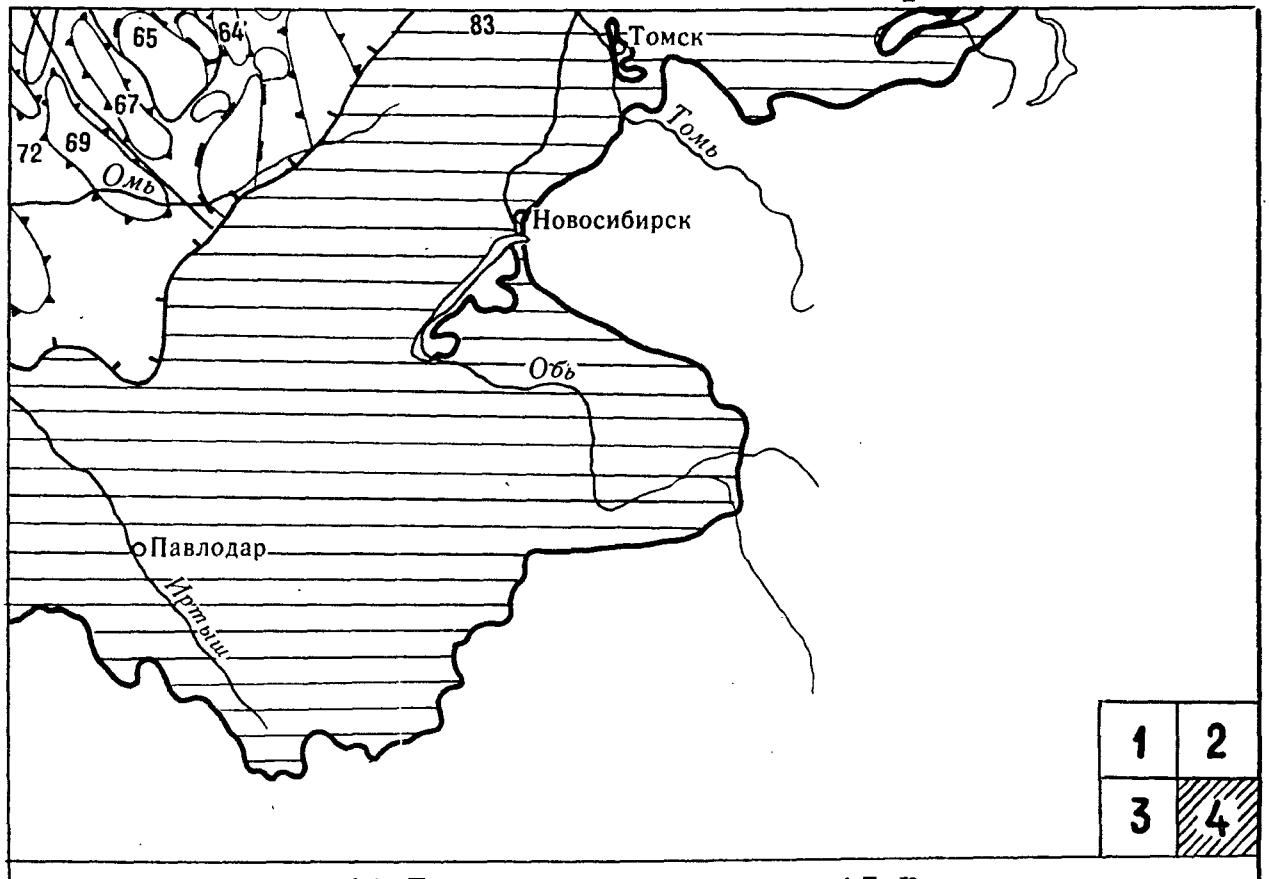
Приложение лист 3



СТРУКТУРЫ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

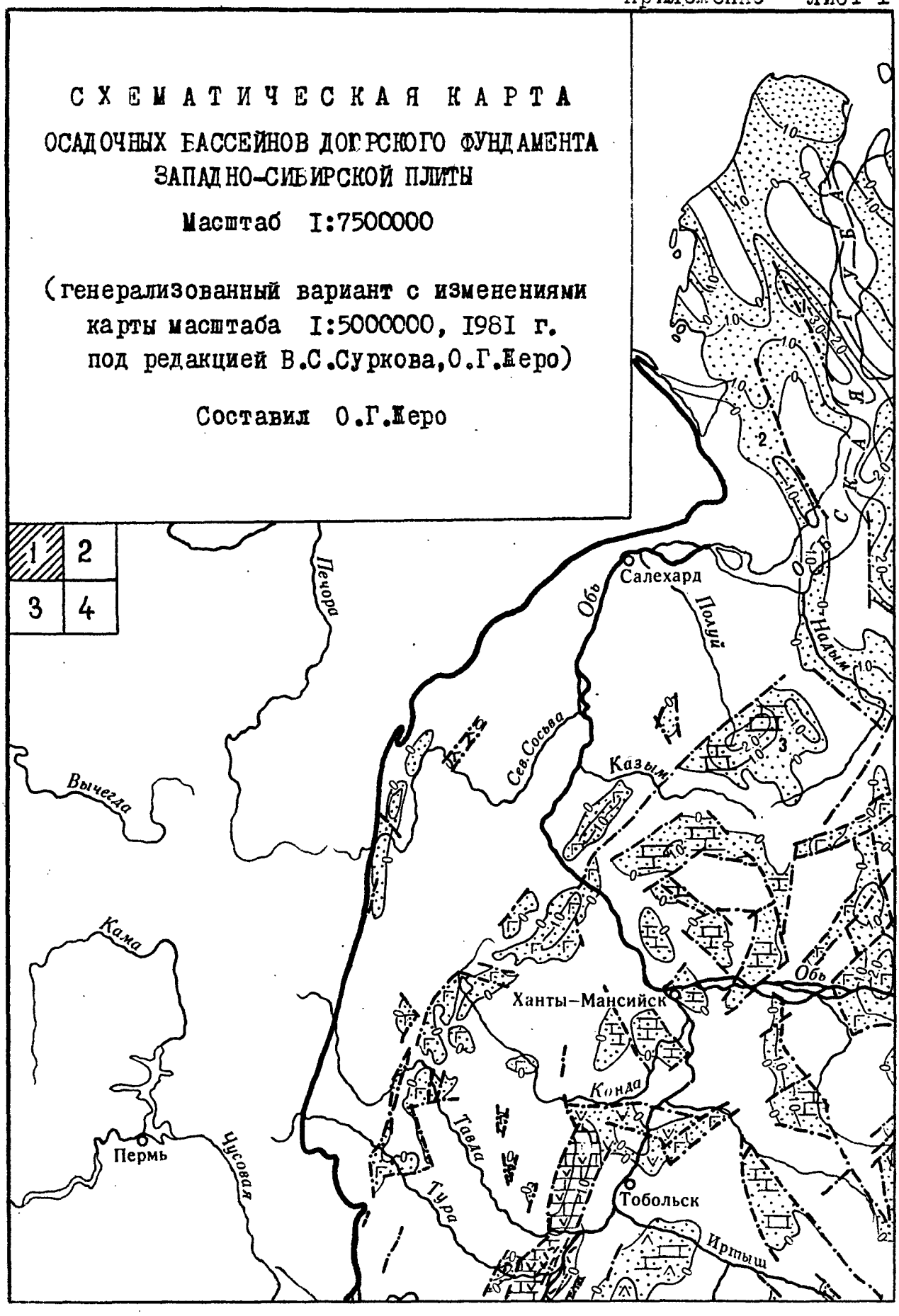
I-Харсовей-Бованенковский свод,2-Арктическо-Сабъяхинский вал,3-Восточно-Байдарацкая впадина,4-Нейтинско-Сеяхинская синклиналь, 5-Малыгино-Пэкседская антиклиналь,6-Хабияхинская синклиналь,7-Преображенско-Зеленомысовская антиклиналь,8-Гыданская антиклиналь,9-Детаракско-Нягамский вал,I0-Сопочно-Голчихинский вал,II-Новопортовско-Ямсовейский свод,I2-Ямбургская антиклиналь,I3-Тунгус-Яхинская синклиналь,I4-Нерутинская впадина,I5-Тазовская антиклиналь,I6-Уренгойская антиклиналь,I7-Большехетская впадина, I8-Нижнетазовская впадина,I9-Часельская антиклиналь,20-Хангортская антиклиналь,2I-Гортская синклиналь,22-Полуйская антиклиналь,23-Нижненадымская впадина,24-Ярудейская антиклиналь,25-Висимская антиклиналь,26-Алтатупская антиклиналь,27-Аксарская антиклиналь,28-Ванзеватская антиклиналь,29-Нергинско-Мозямская антиклиналь,30-Юильский свод,3I-Верхненадымский свод,32-Пякупурская антиклиналь,33-Вынгапурская антиклиналь,34-Харампурско-Верхнеколикеганская антиклиналь,35-Верхнетолькинская антиклиналь,36-Красноленинский свод,37-Ляминский свод,38-Казымская впадина,39-Танловская впадина,40-Фроловская впадина,4I-Сургутская антиклиналь,42-Самотлорская антиклиналь,43-Ореховско-Малоречен-

Приложение лист 4

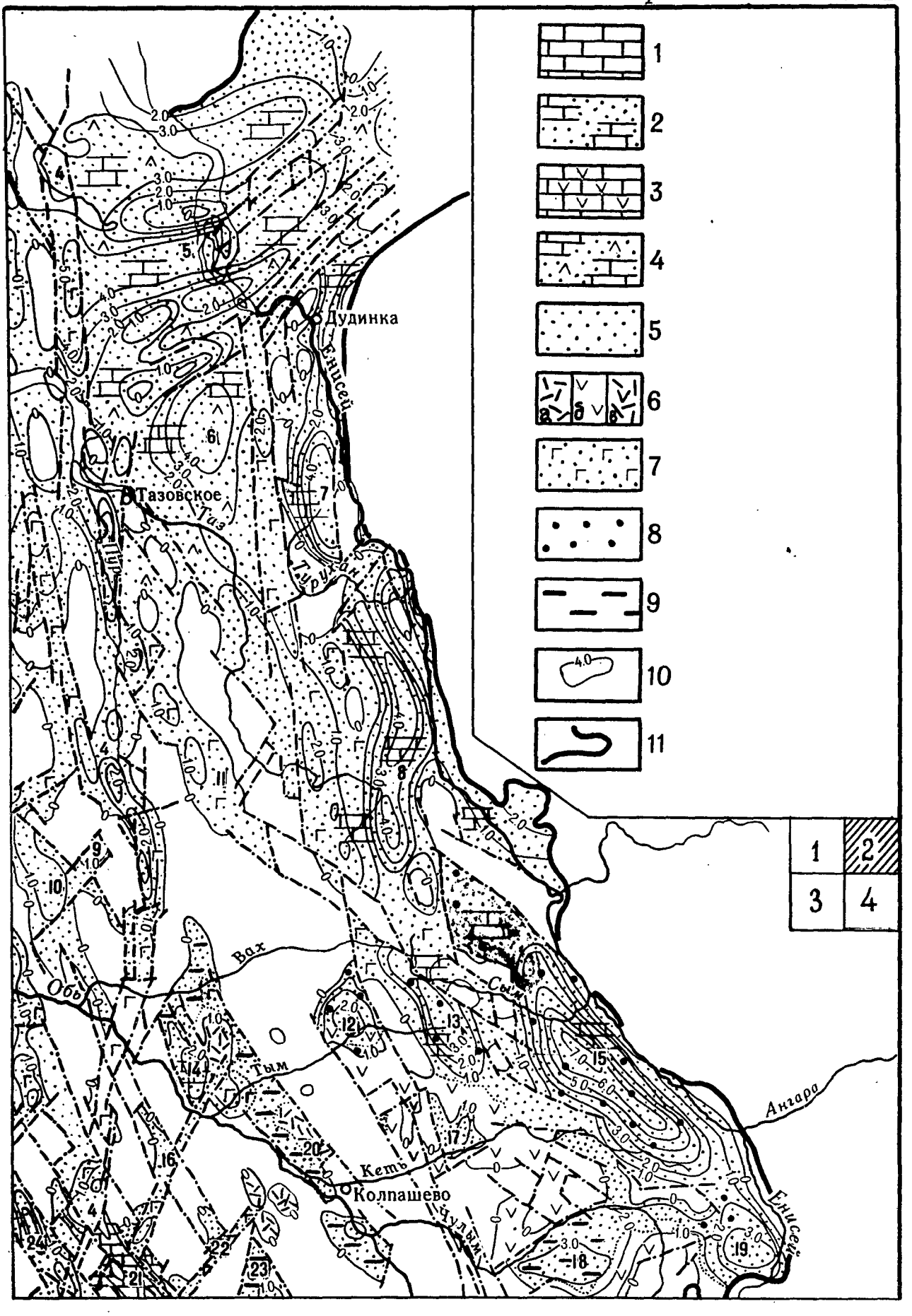


ская антиклиналь,44-Назинская антиклиналь,45-Кананакская антиклиналь,46-Лымбельский свод,47-Владимировский свод,48-Степановский свод,49-Кетская впадина,50-Тегульдетская впадина,51-Алипская впадина,52-Верхтымская впадина,53-Шаимская антиклиналь,54-Салымская антиклиналь,55-Туканско-Уренгойская антиклиналь,56-Ларломкинская антиклиналь,57-Гужихинская антиклиналь,58-Сеньькинская антиклиналь,59-Колпашевская антиклиналь,60-Айгольская синклиналь,61-Пудинская антиклиналь,62-Комбарская антиклиналь, 63-Кенгская синклиналь,64-Ракитинская антиклиналь,65-Межовский свод,66-Нюрольская впадина,67-Красногорская антиклиналь,68-Демьяновская антиклиналь,69-Воробьевская антиклиналь,70-Пологрудовская антиклиналь,71-Васисская синклиналь,72-Муромцевская синклиналь,73-Большеукская синклиналь,74-Старосолдатская антиклиналь,75-Георгиевско-Зубовская антиклиналь,76-Иртышская синклиналь,77-Вагай-Ишимская впадина,78-Тобольская антиклиналь,79-Тюменская синклиналь,80-Северо-Сибирская моноклиналь,81-Пакулихинская моноклиналь,82-Елогуйская моноклиналь,83-Барабинско-Пихтовская моноклиналь,84-Саранпаульская моноклиналь,85-Худуттейский желоб,86-Аганский желоб,87-Усть-Тымский желоб,88-Чузикский желоб,89-Ямальский желоб.

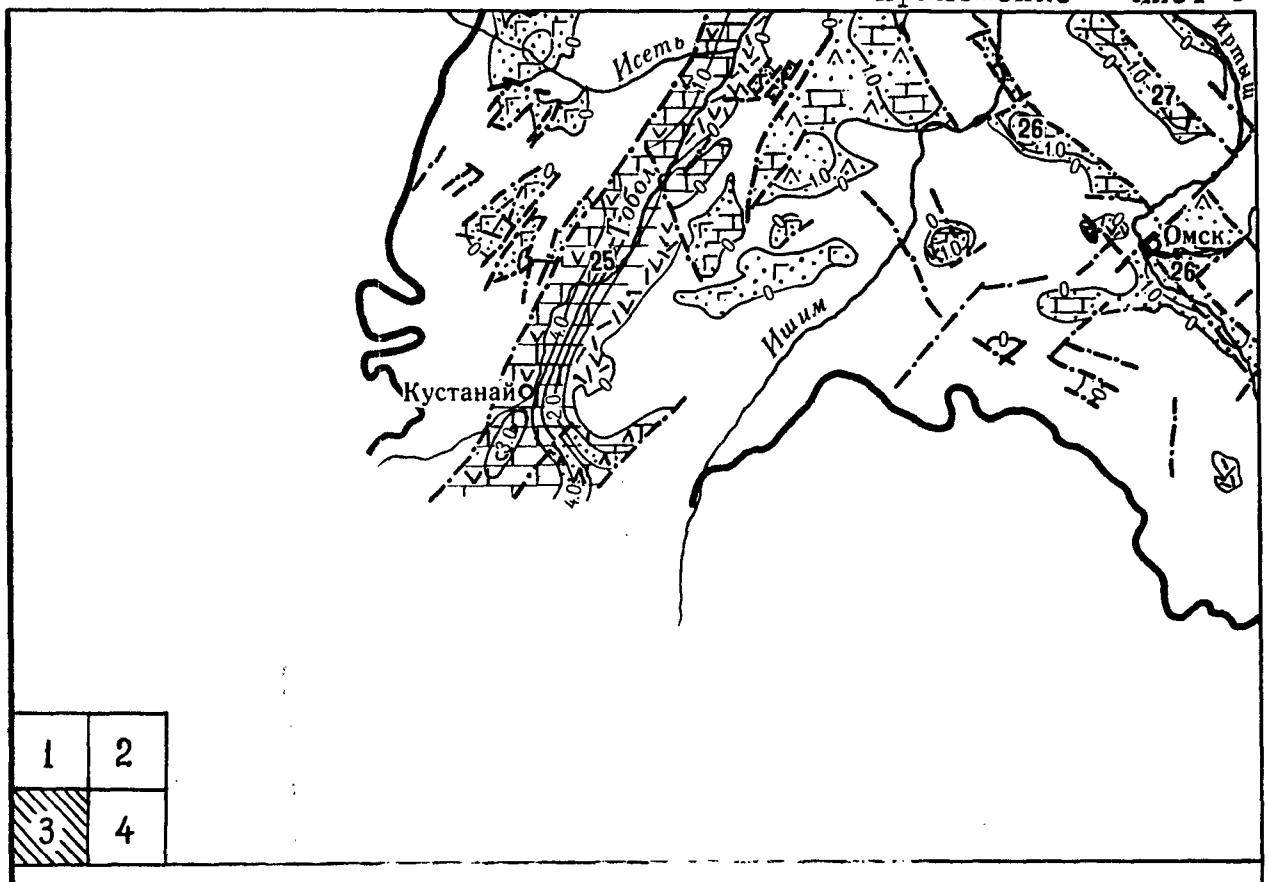
Приложение лист I



Приложение лист 2



Приложение лист 3

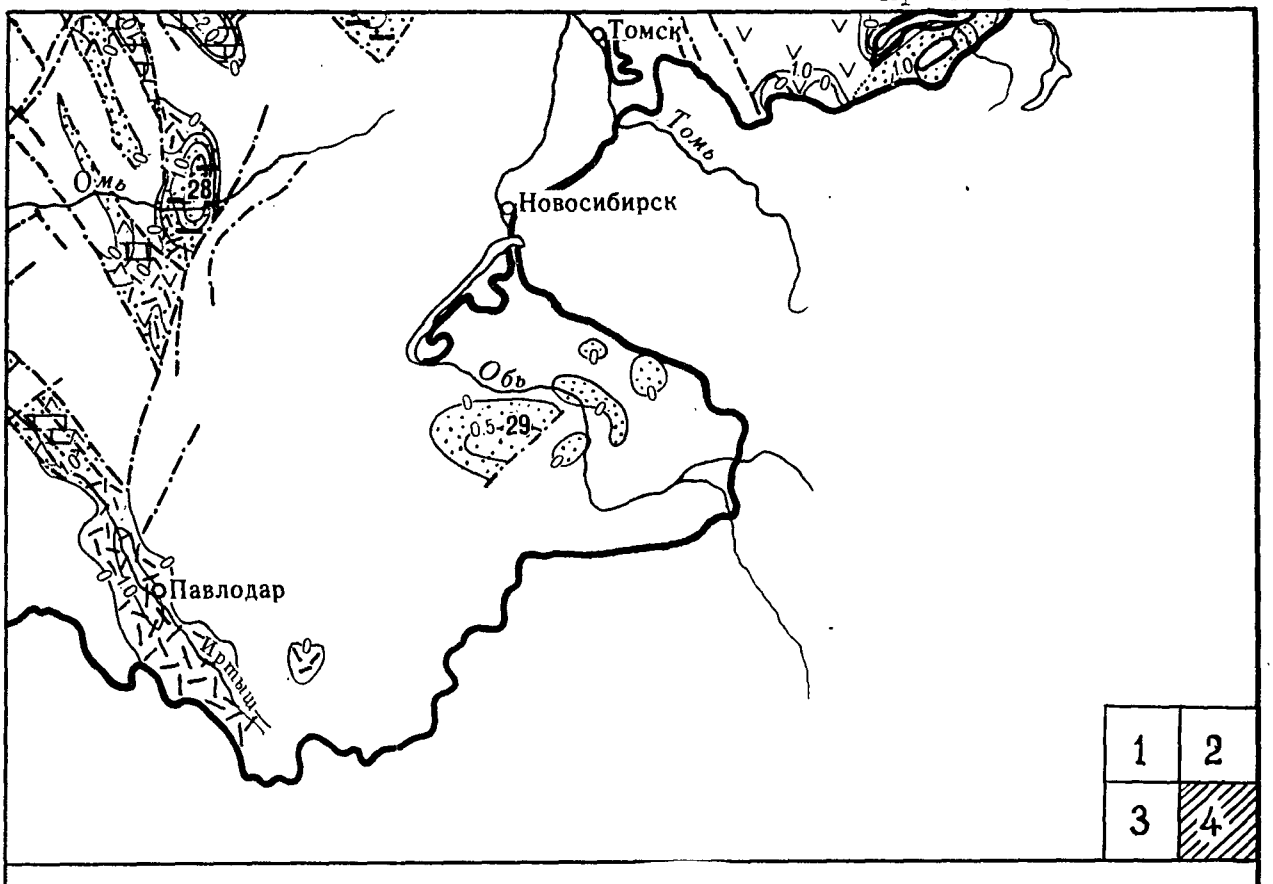


1	2
3	4

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

I-территория распространения преимущественно карбонатных отложений,2-территория распространения терригенно-карбонатных отложений,3-территория распространения терригенно-карбонатных отложений с неравномерно развитыми по разрезу вулканогенными породами,4-территория распространения терригенно-карбонатных отложений в нижней части разреза и вулканогенно-осадочных образований в верхней части разреза,5-территория распространения терригенных отложений,6-территория распространения вулканогенно-осадочных образований и эффузивов (а-кислого состава,б-основного состава,в-смешанного состава),7-территория распространения терригенных, вулканогенно-осадочных и эффузивных пород преимущественно основного состава,8-территория распространения красноцветных и пестроцветных терригенных отложений,9-территория распространения угленосных отложений,IO-изопахиты доюрских отложений (в км),II-граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

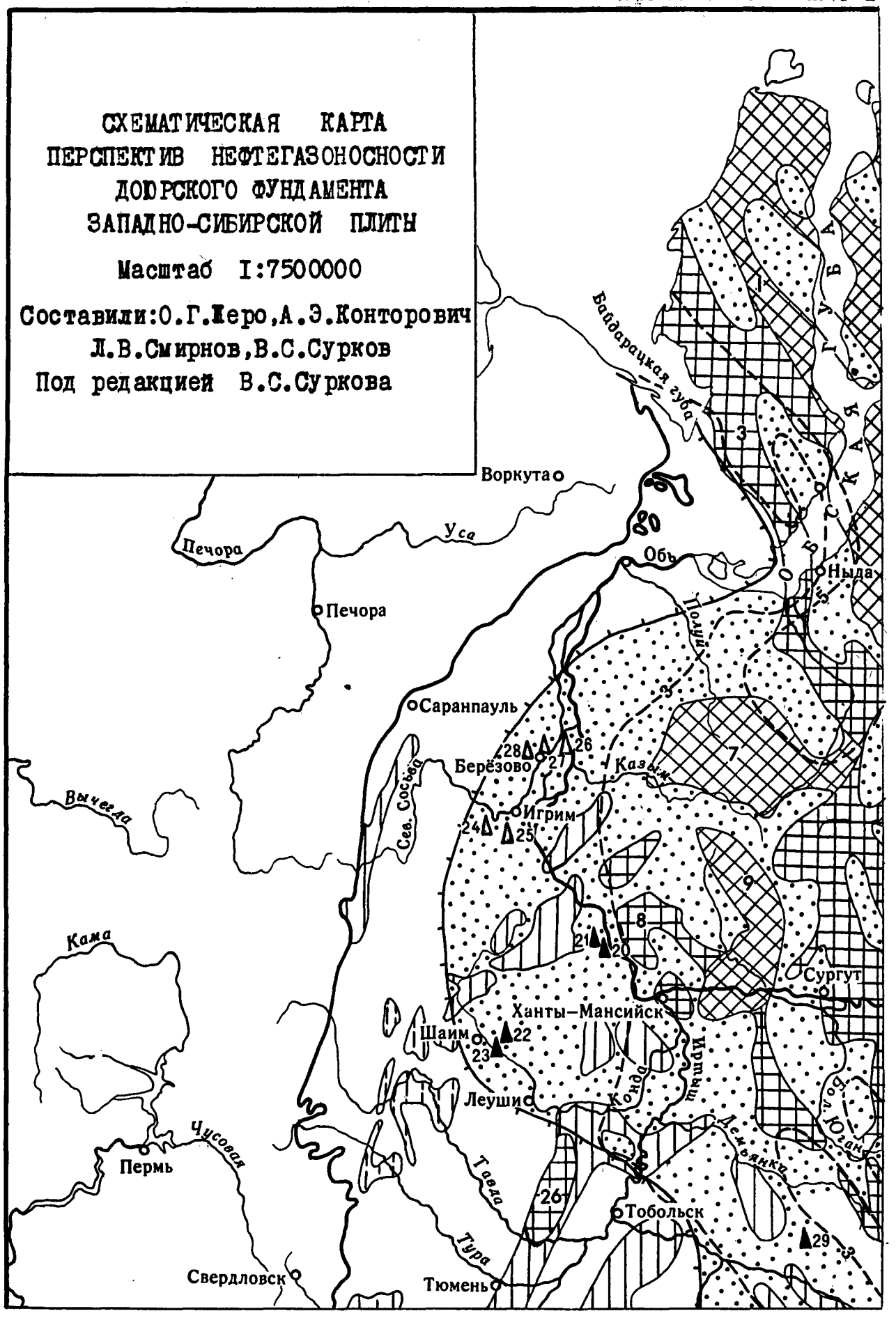
Приложение лист 4



ОСНОВНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

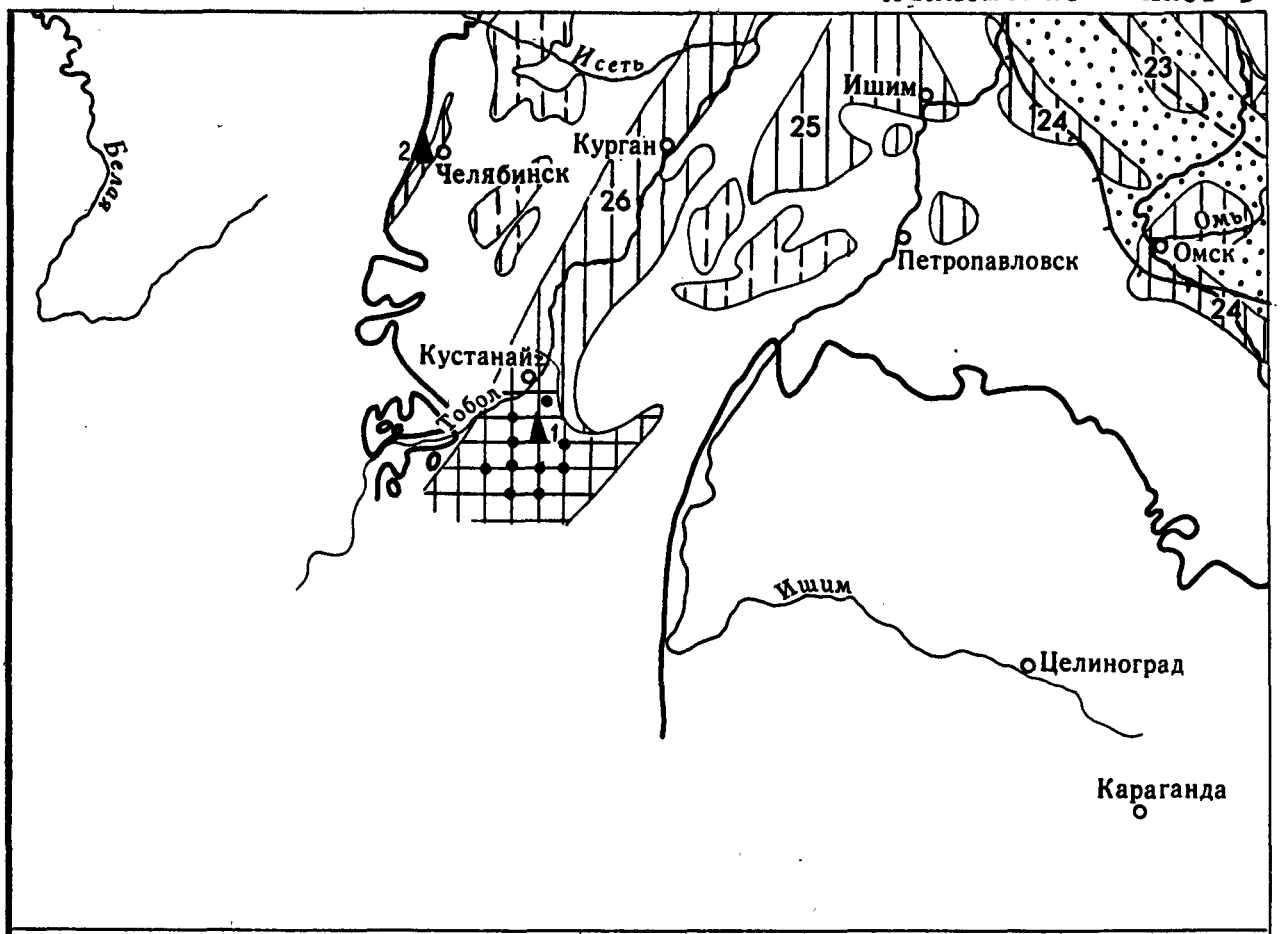
Лист I: I-Нейтинский прогиб,2-Байдарацкий прогиб,3-Надымская впадина; Лист 2: 4-Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт,5-Усть-Енисейский прогиб,6-Нядояхская впадина,7-Маковская впадина,8-Баихская впадина,9-Аганский грабен-рифт,I0-Югано-Покурская впадина,II-Верхнетолькинский прогиб,I2-Ванжильская впадина,I3-Верхне-Тымская впадина,I4-Усть-Тымская впадина, I5-Касская впадина,I6-Усть-Тымский грабен-рифт,I7-Алипский прогиб,I8-Тегульдетская впадина,I9-Кемчугская впадина,20-Нарымско-Колпашевская впадина,2I-Нюрольский прогиб,22-Чузикский грабен-рифт,23-Кетская впадина,24-Чекинский прогиб; Лист 3: 25-Урало-Казахский прогиб,26-Иртышский прогиб,27-Тевризский прогиб; Лист 4: 28-Барабинский прогиб, 29-Барнаульская впадина.

Приложение лист I



Приложение лист 2

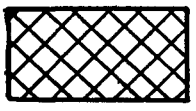
Приложение лист 3

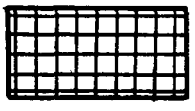


ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

1. Нейтинский прогиб
2. Усть-Енисейский прогиб
3. Байдарацкий прогиб
4. Нядохская впадина
5. Баихская впадина
6. Верхнетолькинский прогиб
7. Надымская впадина
8. Казымская впадина
9. Ляминская впадина
10. Ягунская впадина
11. Усть-Тымская впадина
12. Ванжилькынакский прогиб
13. Верхтымская впадина
14. Маковская впадина
15. Касская впадина
16. Кемчугская впадина
17. Тегульдетская впадина
18. Алипский прогиб
19. Кенгская впадина
20. Нюрольская впадина
21. Барнаульский прогиб
22. Барабинский прогиб
23. Тевризский прогиб
24. Иртышский прогиб
25. Вагайско-Ишимская впадина
26. Урало-Казахский прогиб

Перспективность на нефть и газ осадочных бассейнов доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты

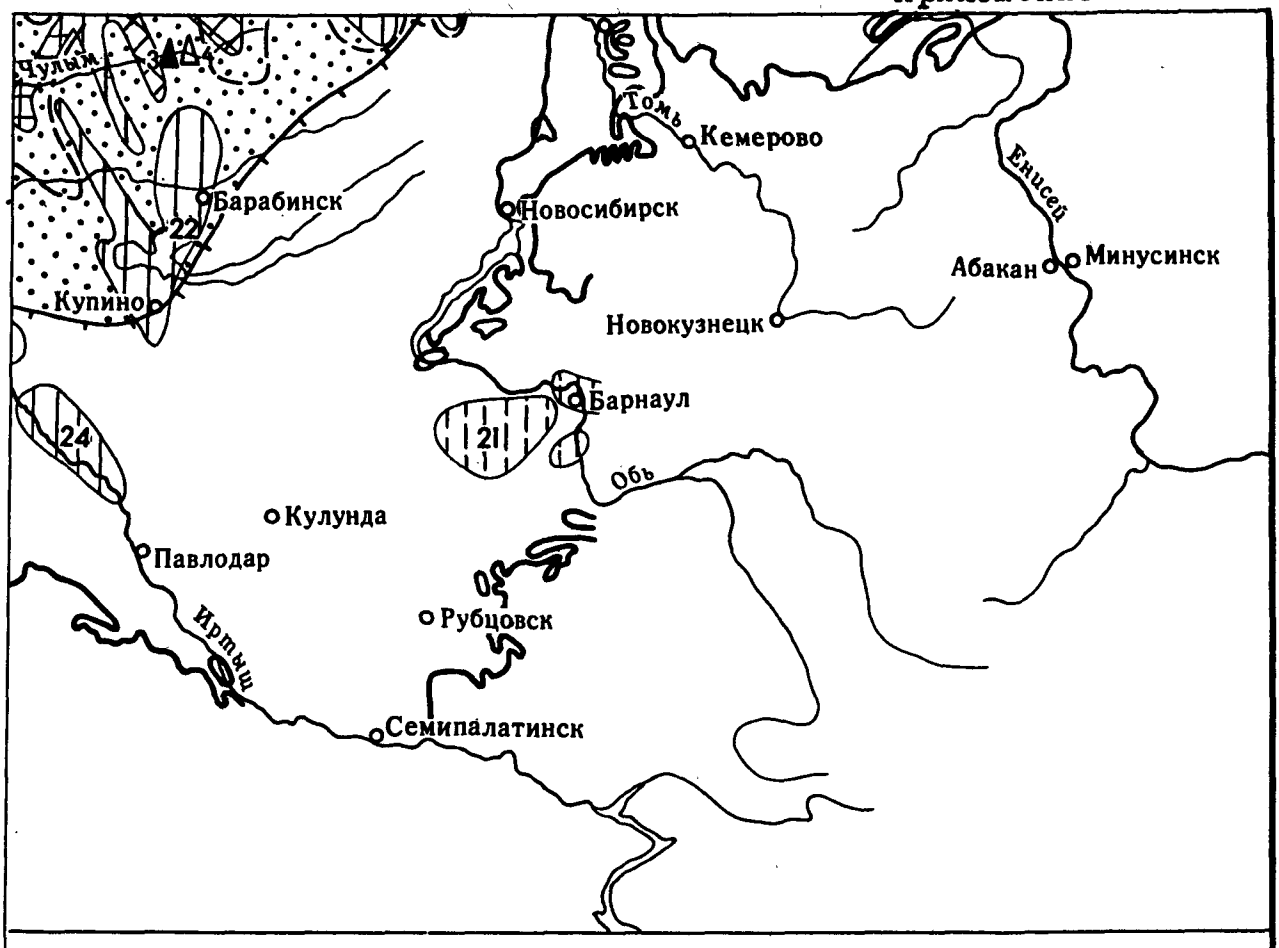

ПЕРВОЙ КАТЕГОРИИ


ВТОРОЙ КАТЕГОРИИ

ТРЕТЬЕЙ КАТЕГОРИИ

ЧЕТВЕРТОЙ КАТЕГОРИИ

Приложение лист 4



ТЕРРИТОРИИ, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВЫСТУПАХ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

КОНТУРЫ ТЕРРИТОРИИ, ПЕРСПЕКТИВНОЙ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ВЫСТУПАХ

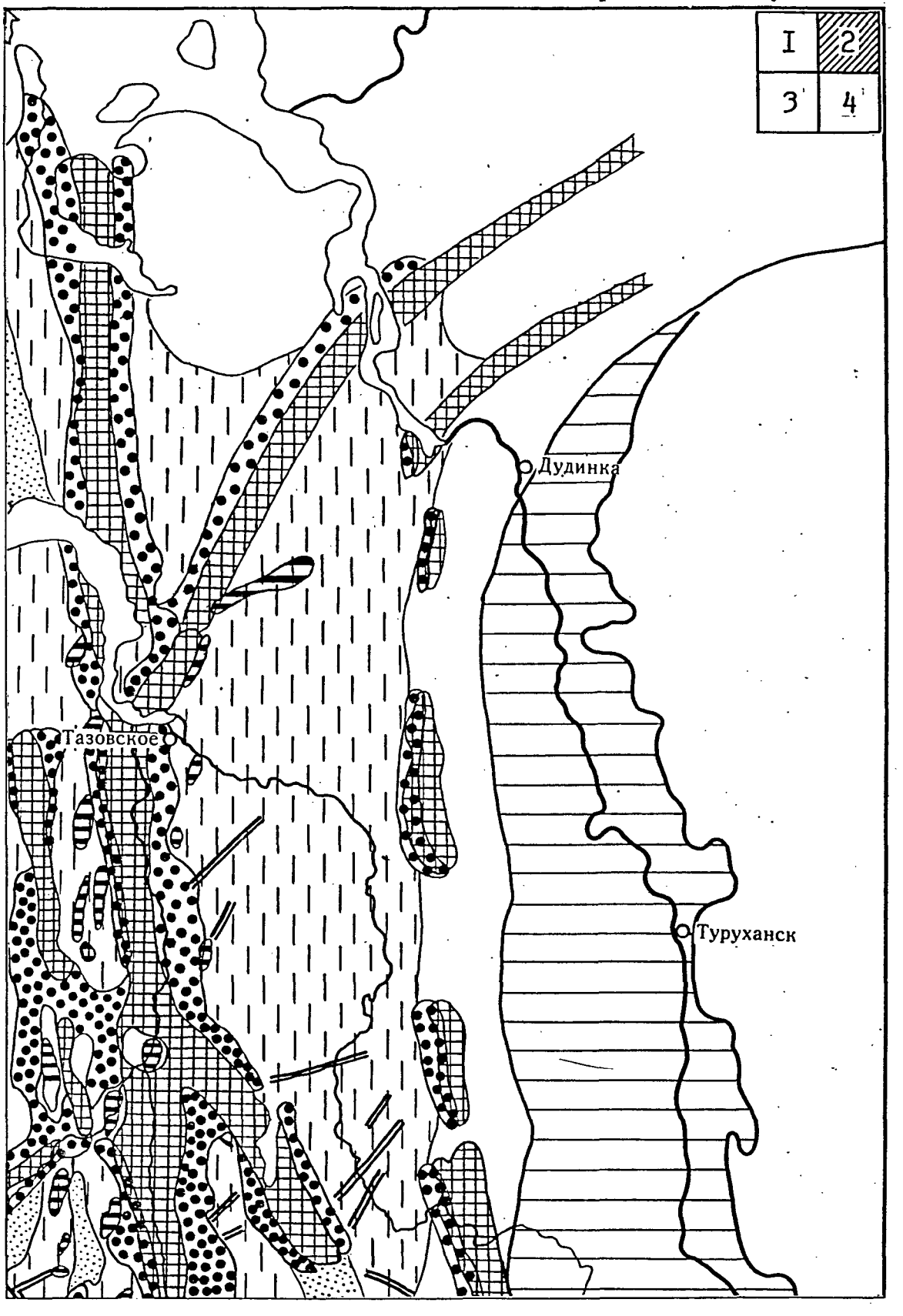
ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ, ПЕРСПЕКТИВНОСТЬ КОТОРЫХ ДОКАЗАНА БУРОВЫМИ РАБОТАМИ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ И КРУПНЫЕ НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЯ В ОБРАЗОВАНИЯХ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

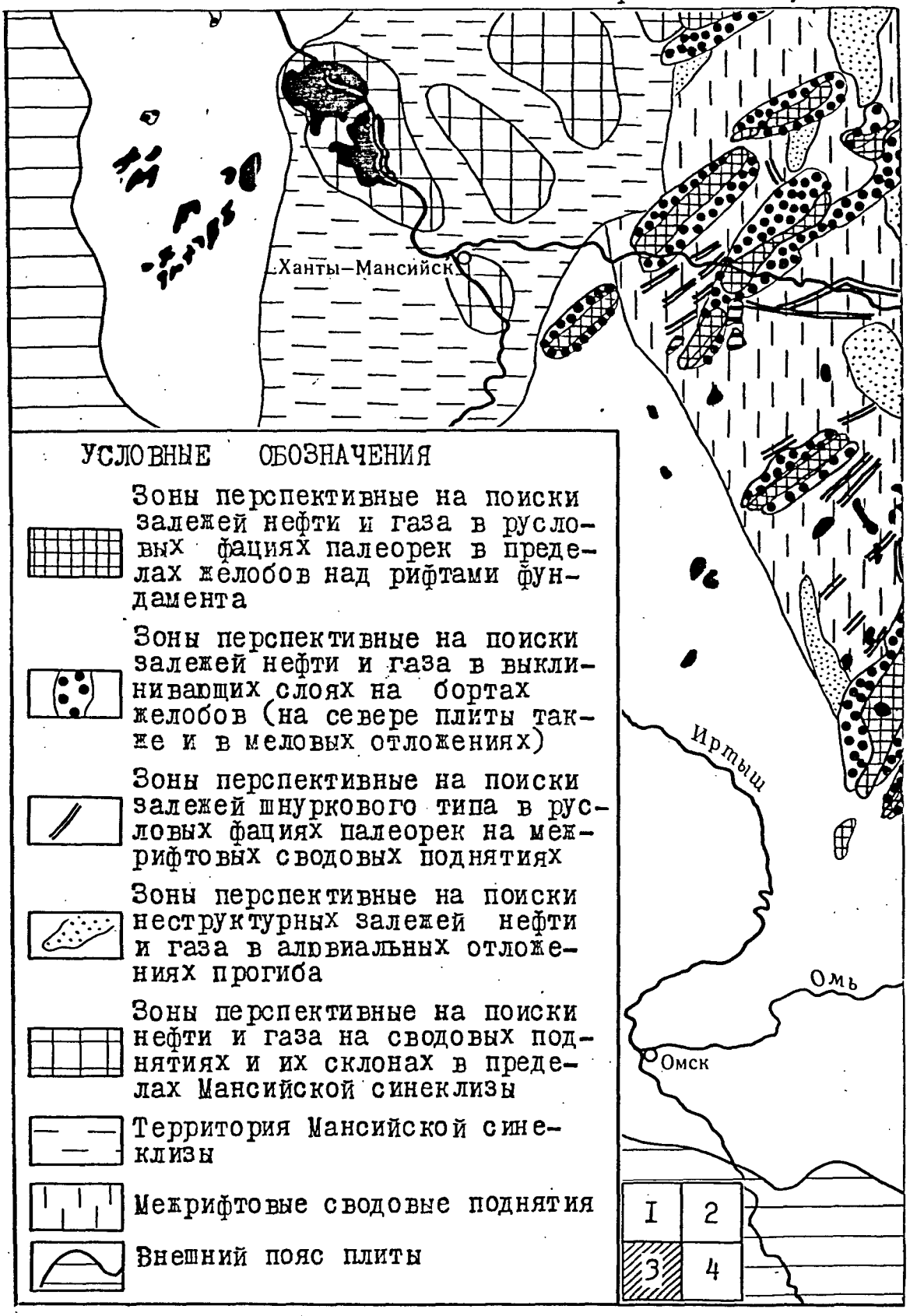
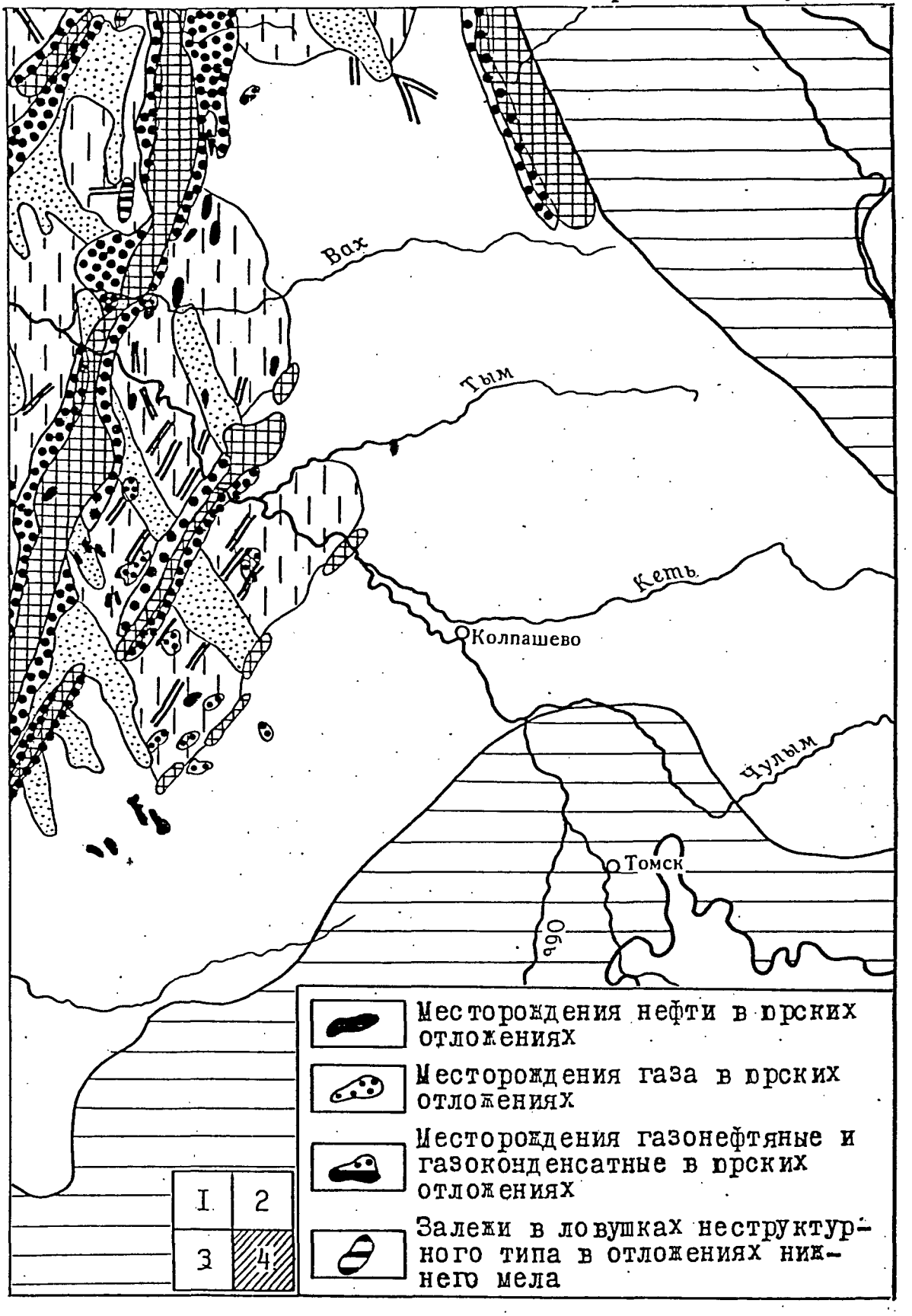
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГАЗА В ОБРАЗОВАНИЯХ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

Приложение 9, лист I

Приложение 9, лист 2



Приложение 9, лист 3



Приложение 9, лист 4