

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

*Объяснительная записка к Атласу
литолого-палеогеографических карт СССР*

В ЧЕТЫРЕХ ТОМАХ

Главный редактор А. П. ВИНОГРАДОВ

Заместители главного редактора: В. Н. Верещагин, В. Д. Наливкин,
А. Б. Ронов, А. В. Хабаков, В. Е. Хаин

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

3

Объяснительная записка к Атласу
литолого-палеогеографических карт СССР

ТОМ 2

Девонский, каменноугольный,
пермский периоды

551.734

Редакторы: В. Д. Наливкин, В. М. Познер



Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2. Девонский, каменноугольный, пермский периоды. Редакторы: В. Д. Наливкин, В. М. Познер, М., «Недра», 1975, 180 с. с прил. (Министерство геологии СССР, Академия наук СССР).

Второй том «Палеогеографии СССР», представляющий собой объяснительную записку ко второму тому Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, содержит характеристику палеогеографии, палеобиогеографии и палеотектоники территории СССР в среднем и позднем палеозое, а также характеристику условий накопления типичных полезных ископаемых герцинского цикла тектогенеза. Наиболее полные сведения приведены для Русской плиты (за исключением Прикаспийской впадины), Урала, Центрального и Восточного Казахстана и Кузбасса. Для Северо-Востока СССР, Дальнего Востока и Забайкалья из-за сложности геологического строения и ненадежности стратиграфической корреляции не имелось возможности составить уверенных карт. Для Прикаспийской впадины, Запада Средней Азии, Западно-Сибирской низменности, акватории морей и больших массивов древней суши фактический материал для палеогеографических реконструкций почти отсутствует.

Книга рассчитана на широкий круг геологов: стратиграфов, литологов, тектоников, специалистов по прогнозированию полезных ископаемых, а также студентов геологических вузов.

Приложений 21, список лит. — 171 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Второй том Атласа литолого-палеогеографических карт СССР включает карты, охватывающие девонский, каменноугольный и пермский периоды. Он содержит характеристики палеогеографии, литологии, палеобиогеографии и условий накопления типичных полезных ископаемых герцинского цикла тектогенеза.

В составлении карт и объяснительных записок к ним приняло участие более 250 ученых от 54 организаций. Ими были созданы макеты карт отдельных районов, которые затем были увязаны, приведены в единую систему и отредактированы редакторами сводных карт совместно с членами редколлегий. Все исполнители указаны на картах, а также в списках, помещенных во введениях к системам. Эти исполнители представили также объяснительные записки по своим районам, которые были использованы для написания настоящей книги.

Ответственными за выпуск карт и объяснительной записки к ним являлись В. Н. Тихий (девонский период), В. М. Познер (каменноугольный период), В. Д. Наливкин (ранняя пермь), Н. Н. Форш (поздняя пермь).

Большую помощь в сведении материала и создании окончательных вариантов карт оказали редакторы-составители: З. М. Заборская (девон), И. И. Голубева (пермь) и члены редколлегии по периодам.

Основным материалом при составлении карт послужили многочисленные фондовые и опубликованные работы, а также результаты геологических съемок. В отдельных случаях для решения неясных вопросов ставились специальные полевые наблюдения.

Имеющийся фактический материал не позволяет построить карты с одинаковой точностью для всего Советского Союза. Для Русской плиты (за исключением Прикаспийской синеклизы), Урала, Центрального и Восточного Казахстана и Кузбасса, где имеется огромное количество материала, можно построить гораздо более детальные карты. Для Кавказа, Востока Средней Азии, Таймыра и Верхоянья фактического материала достаточно для составления карт выбранного масштаба. Карты для этих районов можно считать достоверными. Для Северо-Востока, Дальнего Востока и Забайкалья из-за сложности тектонического строения и ненадежности стратиграфической корреляции для некоторых интервалов разреза имеющийся материал не позволяет составить уверенных карт. Здесь в будущем возможны значительные изменения. Наконец для Прикаспийской синеклизы (кроме поздней перми), Запада Средней Азии, Западно-Сибирской низменности, акваторий морей и больших массивов древней суши фактический материал почти отсутствует. Карты для этих районов рисовались с учетом геофизических данных и существующих в настоящее время тектонических схем. Эту рисовку следует принимать лишь как предположительную схему.

Второй том содержит 15 литолого-палеогеографических карт СССР: для раннего девона, по векам для среднего и позднего девона, раннего и среднего карбона, для позднего карбона и для подотделов пермского периода. Он содержит также 6 палеотектонических карт, составленных для силура и раннего девона совместно, для среднего и позднего девона совместно, для раннего карбона, для среднего и позднего карбона совместно, для ранней перми и для поздней перми совместно с ранним

триасом. Литолого-палеогеографические карты сопровождаются палеобиогеографическими картами-врезками, на которых, кроме того, показаны палеомагнитные широты, отображающие климатические зоны прошлого.

Дополнительные карты к тому отображают палеогеографические условия и особенности образования типичных для среднего и позднего палеозоя полезных ископаемых, а также детальные литолого-палеогеографические и палеоэкологические карты, иллюстрирующие характерные особенности осадконакопления и расселения фауны. Перечень этих карт следующий:

Литолого-палеогеографические карты времени накопления эйфельских бокситов на восточном склоне Северного Урала, 1 : 400 000.

Литолого-палеоэкологические карты Кузнецкой котловины в позднедевонскую эпоху, 1 : 2 500 000.

Карты солёности и мощностей девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины, 1 : 2 500 000.

Схематическая литолого-палеогеографическая карта позднедевонских отложений Припятской впадины, 1 : 1 000 000.

Литолого-палеогеографические карты эвгеосинклинали Южного Тянь-Шаня для раннедевонской эпохи и эйфельского века, живецкого века и позднедевонской эпохи. 1 : 1 000 000.

Литолого-палеоэкологические карты Московской синеклизы в визейском и намюрском веках и профили к ним, 1 : 3 000 000.

Карты распространения экологических комплексов фораминифер в поздневизейских морях Московской синеклизы, 1 : 5 000 000.

Карта палеогеографических условий накопления бокситов, огнеупорных глин и углей северо-западной окраины Подмосковного бассейна в раннекаменноугольную эпоху (тульское время), 1 : 600 000.

Карта палеогеографических условий накопления бокситов в Северо-Онежском районе в раннекаменноугольную эпоху (тульско-алексинское время), 1 : 600 000.

Карты палеогеографических условий накопления углей в Кузнецком угленосном бассейне в каменноугольный и пермский периоды, 1 : 2 000 000.

Палеогеографические карты Пермского Прикамья и Кизеловского угленосного бассейна. Визейский век. Радаевское и бобриковское время, 1 : 2 500 000 и 1 : 600 000.

Карты распространения некротипов растительности в среднем карбоне на юге европейской части СССР, 1 : 7 500 000.

Карта палеогеографических условий накопления солей на востоке Русской плиты в иреньское время (ранняя пермь), 1 : 3 000 000.

Схематические карты соленакопления Верхнепечорского, Верхнекамского и Косьвинско-Сылвенского бассейнов иреньского времени (ранняя пермь), 1 : 600 000.

Карты палеогеографических условий накопления углей в Печорском угленосном бассейне в пермском периоде, 1 : 2 500 000.

Послойные литолого-палеогеографические карты востока Русской платформы для раннеказанского и позднеказанского веков, 1 : 5 000 000.

Литолого-палеогеографические карты раннепермского соленакопления Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса для никитовского, славянского и краматорского времени, 1 : 2 000 000.

Карты нефтегазоносности эйфельских, живецких, пашийских, кыновских и средневизейских отложений Волго-Уральской области, 1 : 3 500 000.

Большой интерес представляют детальные палеогеографические карты казанского века Волго-Уральской области. Если сводные литоло-

го-палеогеографические карты суммируют большое разнообразие палеогеографических условий за сравнительно длительный отрезок времени, порядка 8—15 млн. лет, то детальные карты отображают палеогеографическую картину примерно за 40 тыс. лет. С их помощью можно составить представление об истинной скорости изменения палеогеографических условий.

Методика составления карт охарактеризована в 1-м томе настоящей записки. В последнем 4-м томе даны общие закономерности изменения палеогеографии, литологии, фауны и флоры, тектоники и комплексов полезных ископаемых за всю обозримую геологическую историю территории СССР.

При составлении тома были использованы объяснительные записки к картам по отдельным территориям, которые представили: Б. С. Абрамов, И. С. Агишев, К. И. Адрианова, М. И. Александрова, В. А. Амантов, В. Н. Андрианов, Л. В. Анфимов, Р. А. Аракелян, С. М. Аронова, Ю. Р. Беккер, Н. В. Беленко, Г. Л. Бельговский, А. А. Белов, Ф. Б. Бенш, В. А. Бобров, Н. Л. Бубличенко, В. И. Васильев, А. А. Волкова, С. Н. Волков, Р. М. Габдрахманов, И. Г. Гассанова, И. И. Голубева, В. К. Голубцов, А. И. Гончаров, В. И. Гончарова, Ю. Г. Гор, Н. А. Горнштейн, В. А. Горошкова, И. С. Грамберг, М. И. Грейзер, И. А. Гречишникова, Г. С. Гусев, О. Н. Гусев, Л. В. Демчук, А. Я. Дубинский, В. К. Елисеева, Р. И. Ерошевская, В. М. Заводовский, И. Н. Звонарева, А. И. Зоричева, Ю. А. Иванов, А. Х. Кагарманов, М. А. Калмыкова, Э. А. Кальберг, С. С. Карапетов, А. С. Кумпан, О. Б. Кетат, Д. С. Кизевальтер, А. Г. Кондиайн, О. А. Кондиайн, Г. В. Котляр, В. Я. Кошкин, В. И. Краснов, В. Ф. Куликова, П. К. Куликов, Н. Г. Курбатова, И. Ю. Лапкин, Ф. Е. Лапчик, В. Е. Лацкова, Э. Я. Левен, П. П. Лиепиньш, П. А. Литвин, Н. В. Литвинович, О. А. Лоцман, Е. А. Мазина, Л. Н. Макарова, Т. В. Макарова, А. В. Македонов, С. В. Максимова, С. В. Мейен, А. И. Менаков, В. В. Меннер, А. Д. Миклухо-Маклай, К. В. Митрофанова, М. Ф. Микунов, Ф. А. Мишин, Е. В. Мовшович, К. Б. Мокшанцев, В. А. Муромцева, В. П. Мухина, В. В. Нарбутас, О. Н. Насиканова, О. А. Нестоянова, А. А. Николаев, С. Ф. Павлов, К. В. Паракецев, Р. М. Пистрак, Я. И. Полькин, И. Я. Польшвинный, Б. В. Поярков, П. П. Ракшин, Л. С. Ротанов, Е. Г. Седельникова, В. А. Селиванова, Э. М. Сендерзон, О. И. Сергунькова, Н. Е. Сластенова, В. И. Славин, Г. А. Смирнов, Н. Ф. Смирнов, Е. И. Соколова, Л. И. Соколова, Д. С. Сорокова, Ю. В. Станкевич, П. Я. Сувейздис, А. А. Султанаев, В. А. Урусов, В. И. Устрицкий, М. Ф. Филиппова, Г. С. Фрадкин, В. В. Фролов, С. В. Черкесова, Г. Е. Черняк, А. П. Чухряева, А. С. Шадчинев, Х. Ш. Шамаксудов, Д. Ф. Шамов, В. П. Шорин, В. Ф. Шугуров, С. С. Шульц, О. А. Щербаков, Л. А. Эктова, В. П. Янкевич, Г. М. Яриков.

Очерки по палеогеографии отдельных районов, палеоэкологии и условиям накопления полезных ископаемых составили: Н. И. Банера, Т. Н. Бельская, А. И. Гончаров, Р. И. Ерошевская, И. Н. Звонарев, М. К. Калинин, Э. А. Кальберг, В. З. Кислик, С. М. Корневский, В. С. Кофман, Ю. И. Лупинович, А. В. Македонов, С. П. Максимов, А. И. Осипова, К. Ф. Родинова, Э. М. Сендерзон, М. В. Чирвинская, В. Ф. Шугуров, М. П. Фивег, О. П. Фисуненко, Е. В. Фомина, Н. Н. Форш.

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

ВВЕДЕНИЕ

Девонский период представлен пятью литолого-палеогеографическими и двумя палеотектоническими картами СССР.

Палеогеографические карты составлены для среднего и позднего девона по векам, а для раннего девона — без подразделения, поскольку более дробное расчленение последнего для ряда регионов затруднено. Палеотектонические карты составлены для силура — раннего девона и для среднего — позднего девона.

Редактор карт В. Н. Тихий (ВНИГРИ). Редактор-составитель З. М. Заборская (ВНИГРИ).

В составлении карт участвовало более 100 человек, представляющих 36 геологических организаций. Эти лица составляли карты по отдельным областям и регионам, которые показаны на каждой карте на картограммах-врезках. Они же, за немногим исключением, представили объяснительные записки к картам. Карты, составленные по различным частям территории Урала, сводились под руководством Ю. Р. Беккера, по Казахстану — Н. Л. Бубличенко, по Средней Азии — О. И. Сергуньковой, по Алтае-Саянской области — В. И. Красновым. Эти авторы возглавили составление объяснительных записок по указанным территориям. Изображение магматизма на картах СССР редактировала Е. Н. Горещкая. Консультантом по вопросам биогеографии являлась М. А. Ржонская, составившая при участии Н. М. Петросян схемы биогеографического районирования территории СССР в девоне.

Перечисленные лица составляют редколлегию Атласа по девону.

Карты Северо-Запада Русской плиты и Балтийского щита представлены В. А. Селивановой и Н. Г. Курбатовой (СЗГУ), карта Прибалтики В. В. Нарбутасом (ГИ Литовской ССР) и П. П. Лиепиньшем (ГИ Латвийской ССР), Подолии и Волыни А. В. Хижняковым (Укр. НИГРИ), Белоруссии В. К. Голубцовым (ИГН, г. Минск), Днепрпетровско-Донецкой впадины Р. М. Пистрак и Е. И. Пашкевич (ВНИИГАЗ), Большого Кавказа Д. С. Кизевальтером (МГРИ), Армении Р. А. Аракеляном (ГИ АН Арм. ССР), карты центральных и восточных областей Русской плиты М. Ф. Филипповой, С. М. Ароновой, И. Г. Гассановой, О. А. Лоцман, Л. И. Соколовой (ВНИГНИ), В. Н. Тихим (ВНИГРИ), Саратовской области М. Г. Кондратьевой (ВНИИГГ), Волгоградской области П. А. Карповым и Г. П. Батановой (ВНИИНГ), Тимана К. И. Адриановой (ВНИГРИ), карта севера европейской части СССР А. И. Зоричевой и П. С. Сапожниковой (СЗГУ), карты Урала Ю. Р. Беккером (редактор), О. А. Нестояновой и С. Н. Волковым (со-редакторы), К. П. Евсеевым, О. А. Кондияйном, А. Г. Кондияйн, П. А. Литвиным, В. Ф. Куликовой, Р. И. Ерошевской (ВСЕГЕИ), В. П. Мухиной (Уральское геол. упр.), Г. А. Смирновым и Л. В. Анфимовой (ИГ Уральского филиала АН СССР), карты Приаралья С. С. Шульцем (ВСЕГЕИ), Средней Азии О. И. Сергуньковой (редактор), Е. А. Кочневым, А. П. Титовой, Н. И. Назаровой (со-редакторы), И. А. Поповой, А. А. Бухариним, И. А. Пяновской, К. К. Пятковым, Н. Ф. Иконниковой, А. М. Шванской (Государственный производственный геологический комитет Узбекской ССР), А. Г. Бабаевым (ИГИРНИГИМ), А. И. Гончаровым, В. И. Гончаровой, А. А. Волковой, Б. В. Поярковым (Государственный производственный геологический комитет Киргизской ССР), С. С. Карапетовым, А. С. Шадчиневым

(Таджикское геологическое управление), карта Казахстана Н. Л. Бубличенко (редактор), И. Я. Польшанном, М. Н. Кожемяко (Алтайский отдел ИГ АН КазССР), В. В. Галицким, Л. Г. Никитиной (ИГ АН КазССР), М. А. Сенкевич, Л. И. Каплун, А. С. Савичевой (Южно-Казахстанское геол. упр.), М. В. Мартыновой, Н. П. Четвериковой (МГУ), Н. А. Афоничевым, Н. А. Пупышевым (ВСЕГЕИ); Западно-Сибирской плиты П. К. Куликовым (ЗапСибНИГНИ); Саяно-Алтайской области В. И. Красновым (редактор), Л. С. Ротановым, С. Ф. Дубинкиным, Н. А. Крючковой (СНИИГГИМС), В. И. Лельчуком, Г. С. Хариним (ЗСГУ), В. Н. Тихим (ВНИГРИ), Л. Ф. Туровой (КГУ), Н. Н. Предтеченским, Э. Н. Яновым (ВСЕГЕИ); карты Сибирской платформы В. В. Меннером (ИГиРГИ), Г. С. Фрадкимым (ЯФСО АН СССР), а Вилюйской синеклизы также М. В. Михайловым и В. Л. Масайтисом (ВСЕГЕИ); Восточной Якутии К. Б. Мокшанцевым, Г. С. Гусевым, Г. С. Фрадкимым (ЯФ СО АН СССР); Советской Арктики С. В. Черкесовой, А. Г. Кравцовым (НИИГА); Северо-Востока СССР А. А. Николаевым (СВГУ); Забайкалья В. А. Амантовым, И. И. Тихомировым (ВСЕГЕИ); Дальнего Востока Н. Е. Сластеновой и Е. Г. Седелниковой (ДВГУ). Карты по остальным территориям, как это видно на картограммах, составлены В. Н. Тихим. Палеомагнитные данные представлены А. Н. Храмовым.

Помимо основных карт СССР, составлены следующие дополнительные карты.

Карты нефтегазоносности эйфельских, живетских, пашийских и кыновских отложений Волго-Уральской области — авторы К. И. Родионова, М. К. Калинин и С. П. Максимов, под редакцией Л. А. Польштер и Н. Б. Вассоевича.

Литолого-палеогеографические карты времени накопления эйфельских бокситов на восточном склоне Северного Урала для козьереченской толщи, для субровской толщи и для богословской толщи — автор Р. И. Ерошевская.

Литолого-палеоэкологические карты Кузнецкой котловины для позднедевонской эпохи — автор Т. Н. Бельская, редактор В. Н. Тихий.

Литолого-палеогеографическая карта позднедевонских соленосных отложений Припятской впадины — авторы Ю. И. Лупиневич и В. З. Кислик, редакторы В. Н. Тихий и М. П. Фивег.

Карта соленосности и мощностей отложений девона Днепровско-Донецкой впадины — авторы М. В. Чирвинская (редактор) и Г. Д. Забелло.

Литолого-палеогеографические карты эвгеосинклинали Южного Тянь-Шаня для раннедевонской эпохи и эйфельского века и для живетского века и позднедевонской эпохи — автор А. И. Гончаров, редактор Г. С. Поршняков.

Настоящая объяснительная записка составлена по материалам, полученным от авторов региональных карт, литературным данным и собственным исследованиям редактора карт. В ней стратиграфия написана М. А. Ржонсницкой и В. Н. Тихим; фации и палеогеография — В. Н. Тихим, палеотектоника — В. Н. Тихим при участии Н. Н. Предтеченского, Ю. Р. Беккера, О. И. Сергуньковой, С. С. Шульца, Н. Л. Бубличенко, И. Я. Польшанного, П. К. Куликова, К. Б. Мокшанцева и Г. С. Гусева.

Объяснительные записки к дополнительным картам написаны авторами этих карт под редакцией В. Н. Тихого.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В основу стратиграфического расчленения девонских отложений СССР и корреляции разрезов были положены стратиграфические схемы, разработанные рядом региональных стратиграфических совещаний, решения которых рассматривались затем постоянной комиссией по девону и утверждались на пленарных заседаниях МСК. Сопоставление региональных схем по Советскому Союзу произведено М. А. Ржонсницкой в 1963 г.

Нижняя граница девона проведена по кровле тиверского яруса Подолии, кунжакского горизонта Средней Азии, томьчумышского горизонта Кузнецкого бассейна и их стратиграфических аналогов, т. е. как это было принято в СССР до 1967 г.

Следует отметить, что в настоящее время доказан девонский (жединский) возраст этих отложений, что подтверждено решениями соответствующих постоянных стратиграфических комиссий МСК. Нижняя граница девона в настоящее время проводится в основании зоны *Mopogartus uniformis*. Поэтому следует учесть, что литолого-палеогеографическая карта, составленная для позднелудловского (тиверского) века, соответствует в основном раннежединскому времени девона.

Верхняя граница девонской системы принята в СССР в основании зоны *Wosklutegia* и ее стратиграфических аналогов: заволжского горизонта Русской плиты, литвинского горизонта Урала, сокурского горизонта Казахстана, абышевского горизонта Кузнецкого бассейна и др.

Ярусное расчленение нижнего девона на территории СССР еще не получило однозначного решения. Ранее принимавшиеся у нас «жединский» и «кобленцкий» ярусы оказались неидентичными западно-европейским. Отложения, соответствующие нижнему жедину, а местами и всему жедину, были включены в состав силура.

Для Русской плиты приняты почти без изменений унифицированная и корреляционная схемы 1962 года [116]. К нижнему девону отнесены: стонишкяйская, нижняя часть кемерской (шешувская) свиты Прибалтики и днестровская свита Подолии. За границу эйфельского и живетского ярусов принята подошва афонинского горизонта и ряжских слоев. Последние в западной половине платформы, возможно, имеют эйфельский возраст. Попытка отнесения афонинского горизонта к эйфелю является несостоятельной. В Приднестровье объем эйфельского яруса был неясен. Мы рассматривали среднедевонские отложения этой территории как нерасчлененные.

На Южном Тимане спорным является возраст нижней терригенной толщи. Он принят как живетско-нижефранский. Недостаточно обоснован франский возраст соли в Серегове (Коми АССР). Принятое отнесение озерско-хованских и заволжских слоев к турнейскому ярусу требует дальнейшего изучения. В настоящее время ряд исследователей на основании изучения спор, остракод и фораминифер считают более правильным относить их к фаменскому ярусу.

В Донбассе наиболее древние девонские отложения, так называемый «белый девон», отнесен нами условно к живетскому ярусу. К фаменскому ярусу отнесен «серый девон», охарактеризованный остатками растений.

В Предкавказье девон выделен провизорно и без подразделения. К нему, по данным А. Я. Дубинского, на основании редких находок спор в скважинах близ г. Армавира, отнесена толща слюдистых сланцев с прослоями песчаников, встреченная в ряде районов Ставрополя. К девону же предположительно отнесены конгломераты, вскрытые скважиной близ Ейска. В Закавказье недостаточно обоснован возраст слан-

цево-карбонатной битуминозной велидагской свиты, возможно, принадлежащей к S_2-D_1 . Спорным является отнесение данзикского горизонта к франскому ярусу. Этот горизонт был выделен М. А. Ржонсницкой в составе живетского яруса.

Для Урала принята унифицированная схема 1964 года [153]. Согласно этой схеме на Северном Урале нижняя граница девона проведена в основании верхней части петропавловской свиты. В настоящее время принято ее проводить ниже — в основании средней части этой свиты.

В Средней Азии расчленение девонских отложений дано по схеме, предложенной узбекскими геологами [140], однако все основные границы системы и ярусов согласованы с границами, принятыми Стратиграфическим совещанием в Ташкенте в 1958 г. [117]. Нижняя граница проведена по кровле кунжакского горизонта, а не в его основании, как это принимается в настоящее время. Спорной является верхняя граница девона. Для Средней Азии в Атласе она принята в основании коктерекского горизонта. Это ниже, чем в других регионах. Было бы правильнее проводить ее в кровле этого горизонта.

На Северном Тянь-Шане соотношение и возраст вулканогенных и красноцветных толщ являются спорными. Тюлькубашская свита принимается в объеме живетского и франского ярусов; однако, по-видимому, местами она имеет только франский возраст. Пушневатская свита Южного Тянь-Шаня считается позднедевонской — турнейской. Некоторые исследователи относят ее к живету, верхнему девону и турне, а другие — к среднему карбону.

Для Центрального и Восточного Казахстана принята схема 1958 г. Нижняя граница девона проведена в основании прибалхашского горизонта. В настоящее время предлагается эту границу понизить до уровня зоны *Monograptus angustidens*. Проведение подошвы среднего девона в основании казахского горизонта требует уточнения. Отнесение эффузивной кайдаульской свиты к нижнему девону — эйфельскому ярусу является спорным. Спорен возраст и снегиревской свиты, отнесенной к фаменскому ярусу, а также пихтовской, успенской и некоторых других свит.

Для Алтае-Саянской области в основу подразделения девона положены стратиграфические схемы, принятые совещанием в Новосибирске в 1964 г. Нижняя граница в Кузнецком бассейне проведена в основании грековского горизонта. В настоящее время ее принято проводить ниже — под сухой свитой и томьчумышским горизонтом. В Горном Алтае эта граница проведена в основании ремневского горизонта, хотя его правильнее сопоставлять с томьчумышским. К спорным вопросам стратиграфии Кузбасса относится граница нижнего и среднего девона. По мнению некоторых исследователей, мамонтовский горизонт следует относить к живетскому ярусу, а акарачкинский — к верхнему эйфелю. Большие споры вызывает возраст континентальных и эффузивных толщ восточной окраины Кузбасса. Некоторые исследователи относят их к нижнему девону, как это принято для Атласа, другие считают их среднедевонскими. Имеются возражения Л. Л. Халфина против схемы стратиграфии нижнего и среднего девона Алтая.

В Минусинских впадинах спорным является отнесение шунетской и матаракской свит к нижнему девону. Многие исследователи вслед за В. С. Мелешенко сопоставляют эти свиты с толочковской и таштыпской и относят их к среднему девону. Они считают, что отложения нижнего девона к северу выпадают из разреза.

В основу стратиграфического расчленения девона Тунгусской синеклизы положены схемы, принятые на совещании в Новосибирске

в 1964 г. Зубовский горизонт содержит остатки ихтиофауны даунтонского облика. Он, по-видимому, является наиболее древним из всех горизонтов, отнесенных к девону в настоящем Атласе.

На Северо-Востоке СССР в основу расчленения девонских отложений положена схема, разработанная на стратиграфических совещаниях в Магадане в 1958 г. и в Якутске в 1961 г. с некоторыми изменениями. По данным М. А. Ржонсницкой и В. Н. Дубатолова, нелюдимская свита Омудлевских гор соответствует тихоручьевскому горизонту нижнего девона Сетте-Дабана. По Р. Е. Алексеевой, она соответствует нижнему и низам среднего девона. Также противоречивы точки зрения на объем вечернинской свиты эйфеля Омудлевских гор. Ряд исследователей включает ее частично в нижний девон. Во многих районах Северо-Востока СССР ярусы девона выделены условно. На Корякском нагорье наличие девона определяется находками гальки с девонской фауной. Позднедевонский возраст мощной терригенной толщи на побережье пролива Лонга принят условно. Новые данные показали широкое развитие в этом районе нижнедевонских отложений.

В Забайкалье стратиграфия девонских отложений изучена недостаточно. К нижнему девону отнесена благодатская свита бассейна р. Аргуни и условно тайнинская свита бассейна р. Газимура. Последняя, возможно, соответствует низам среднего девона. К среднему девону предположительно отнесена ильдижанская свита района Газимурского Завода, которая, по-видимому в основном имеет эйфельский возраст, к верхам живетского яруса — макаровская свита с чиелевой фауной бассейна р. Она. К верхнему девону в Газимурском районе отнесена яковлевская свита, нижняя часть которой, по-видимому, соответствует франскому ярусу, а верхняя — фаменскому.

Для девонских отложений Дальнего Востока принята стратиграфическая схема, разработанная на совещании в Хабаровске в 1965 г. [113]. К нижнему девону отнесена большеверская свита. Граница нижнего и среднего девона требует уточнения. К среднему девону отнесена имачинская свита, которая, по-видимому, соответствует эйфельскому ярусу. Ольдойская свита, отнесенная к франскому ярусу, вероятно, охватывает также и живетский. Тепловская свита, возможно, соответствует большей части верхнего девона. На Шантарских островах установлены отложения живетского яруса, лежащие на грубообломочных образованиях, пестроцветных эффузивах и кремнистых породах, условно относимых к эйфелю. Вышележащие вулканогенно-кремнистые породы условно отнесены к верхнему девону.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

РАННИЙ ДЕВОН

В начале девона поднимающиеся континенты освободились от прикрывавших их эпиконтинентальных морей. Завершался каледонский диастрофизм. Возникли новые горные сооружения в Северном Тянь-Шане, в Центральном Казахстане, на Западном Саяне. Вероятны поднятия в Восточном Приуралье. Возобновились глыбовые поднятия и размывы ранее сформировавшихся возвышенностей: Алтая, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Байкальского и Станового нагорий, Буринских, Омолонских гор и др., продолжавшиеся и в последующее время.

В раннедевонскую эпоху (прилож. 1) горные массивы достигали наибольшей для девона высоты. Размеры большинства геосинклинальных и платформенных морей уменьшились, но общее погружение геосинклиналей происходило весьма интенсивно. В связи с поднятиями

широко распространились терригенные осадки. Наблюдается максимум рифообразования.

Для орогенных областей характерно появление крупных межгорных и бессточных впадин, связанных с разломами, интенсивно прогибавшихся и заполнявшихся грубообломочным терригенным и вулканогенным материалом мощностью до 3—4 км.

О климатических условиях и их изменении в течение девонского периода мы можем судить как на основании распространения литолого-фациальных индикаторов палеоклимата [140], так и по палеомагнитным данным. К сожалению, ни те, ни другие не дают нам достаточно четкой информации о климатической зональности того времени. Что касается палеомагнитных данных, то они для девона недостаточно совпадают с палеоклиматическими. Это может объясняться тем, что палеомагнитные широты вычислены по данным, усредненным для отделов и ярусов, тогда как палеоклиматические данные претерпевают изменения внутри ярусов. Кроме того, для палеомагнитных реконструкций использованы весьма ограниченные данные, не позволяющие экстраполировать их на всю территорию Советского Союза.

Положение палеомагнитного экватора для девона, показанное на картах Атласа, в настоящее время пересмотрено с учетом новых данных и отсевом образцов пород, получивших вторичную (позднепалеозойскую) намагниченность. Новое его положение для раннего и позднего девона показано на прилагаемых картах. Так, по усредненным данным для раннего девона экватор проведен А. Н. Храмовым в северо-восточном направлении через Каспийское море — Оренбург — Ивдель — Ямал — Северную Землю.

Климатические условия в течение раннего девона претерпевали существенные изменения. Конец силура — начало девона отличались чрезвычайно широкой аридизацией, границы которой, возможно, проходили вблизи экватора. Показатели гумидного климата для этого времени на территории СССР неизвестны. Аридные условия с образованием сульфатов существовали в Прибалтике, в бассейне Печоры, в Тунгусской синеклизе. Первичная магнезиальность пород отмечается на Северном Урале, Новой Земле, Таймыре, Новосибирских островах. Красноцветы со следами усыхания распространены в нижнем девоне Центрального Казахстана и Минусинских котловин.

Во второй половине раннего девона в различных областях произошла гумидизация климатов: в Тунгусской синеклизе (зиген — эмс), на Салаире (в конце периода), менее резко на Северном Урале, в Прибалтике и Приднестровье. Аридная обстановка, по-видимому, сохранялась в горных впадинах Минусинских котловин, Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Мы предполагаем, что и на средней части Русской плиты климат оставался умеренно засушливым, хотя допускаем некоторое его увлажнение.

Начало девона характеризуется значительным обновлением фауны, развитием и географической дифференциацией наземных флор. Поскольку обновление фауны происходило в условиях значительного обособления морских бассейнов и затрудненных связей между ними, раннедевонские фауны отличаются широким развитием местных форм (неоэндемиков) при сравнительно небольшом числе родов широкого площадного распространения. Это обстоятельство значительно облегчило выделение биогеографических таксонов. Если для силура возможно выделение только провинциальных отличий, то для раннего девона выделены зоогеографические области, подразделенные на провинции и районы. Главным образом по брахиоподам М. А. Ржонсницкой выделены: Средиземноморская область, представленная на территории

СССР Урало-Тяньшаньской провинцией, Сибирская область, представленная Таймыро-Колымской провинцией, и Казахстано-Монгольская область в составе Джунгаро-Балхашской, Алтае-Саянской и Монголо-Охотской провинций.

Наиболее четкую характеристику имеет Казахстано-Монгольская область, тогда как при разделении первых двух помимо различий родового состава большую роль сыграло обеднение сибирской фауны элементами средиземноморской. Это вполне увязывается со сменой тропического пояса северными субтропиками. Флора раннего девона бедна как в количественном, так и в видовом отношении. Выделены Европейская, Казахстанская и Тунгусская фитогеографические области, характеризующиеся большим числом эндемиков. Наиболее отлична Казахстанская область, в которой появились и развивались плауновые.

Усиление вертикальных движений по разломам привело к резкой вспышке наземного вулканизма: в Алтае-Саянской области, в Центральном Казахстане, в Северном и Среднем Тянь-Шане. В герцинских геосинклинальных прогибах Восточного Урала, Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня увеличилось излияние кератофир-спилит-диабазовых лав.

Русская равнина в конце силура — начале девона полностью освободилась от морей, существовавших ранее в Прибалтике и в Приднестровье. В раннем девоне в восточные бассейны с нее поступало ограниченное количество обломочного материала. Наибольшие высоты, по-видимому, находились на западе: в области Балтийского щита Белорусского свода и западной части Украинского кристаллического массива, откуда обломочный материал в нарастающем количестве поступал в солоноватоводные и опресненные бассейны Литовской и Львовской впадин. Восточная часть платформы, как и в силуре, была низкой.

Силурийский залив Прибалтики превратился в континентальный пересыхавший засоленный водоем, связанный с морем, отошедшим далеко на запад за пределы СССР. В Прибалтике песчано-глинистые аллювиальные осадки отлагались на северо-востоке, а карбонатно-терригенные с мергелями и доломитами лагунного характера — на юго-западе, в осевой части прогиба. Для тех и других характерны пестроцветность, косая слоистость, трещины усыхания, включения гипса, многочисленные остатки костей рыб при отсутствии других групп фауны и растений.

Изучение распространения минералов терригенных пород девона Восточно-Европейской (Русской) платформы, проведенное В. А. Гроссгеймом, показало, что в питании Прибалтийского бассейна терригенным материалом большую роль играло Белорусское поднятие.

Днестровская серия Волыно-Подольской равнины представлена красноцветными песчаниками и глинами с карбонатными прослоями — отложениями аккумулятивной равнины. Близлежащие к ней размывавшиеся возвышенности слагались терригенными породами рифея, а на Украинском массиве — изверженными породами.

В начале раннего девона аридная зона охватывала всю Русскую равнину. Затем южная граница зоны, по-видимому, продвинулась на восток в Прибалтику, где в осадках появились прослои и бобовины бурого железняка, и в Приднестровье, где появился гидраргиллит. Северная граница аридной зоны проходила где-то на востоке Русской плиты и на Тимане, откуда возобновился речной снос в сторону Урала.

На Северном Кавказе предполагается существование относительно глубокого моря, в котором отлагались глинистые осадки типа аспидной формации мощностью более 1 км. В Южном Закавказье с силура существовал открытый к юго-востоку Веди-Зангезурский залив, в котором

накопилось более 1,5 км глинисто-карбонатных битуминозных остатков. Он, как и в последующее время, был отделен от Кавказского моря Закавказской возвышенностью.

На Урале вследствие общих региональных воздыманий геосинклинальный морской бассейн значительно сократился как на западе, так и на востоке. С Восточно-Европейской платформы, сложенной в это время терригенными осадками рифея и венда, обломочный материал почти не поступал, что указывает на равнинную поверхность восточных окраин континента и аридный климат. Снос с востока также был весьма ограничен. Основными источниками питания Уральской геосинклинали терригенным материалом являлись острова, возникавшие в осевой водораздельной части Полярного и Северного Урала, и, по-видимому, в пределах древних антиклинорий — Уралтауского, Восточноуральского и др. Вдоль западного склона Урала отлагались известковые, доломитовые и карбонатно-терригенные осадки мелкой части шельфа, среди которых распространены брекчиевидные образования, свидетельствующие о размывах.

Вулканизм в девоне, как и в силуре, проявился главным образом на восточном склоне Урала. На западе в Сакмарской зоне магматизм представлен субвулканическими интрузиями дацито-липаритового состава. В осевой эвгеосинклинальной части Урала распространена трахитовая вулканогенная формация. На его восточном склоне развиты пояса андезито-базальтовых лав до 3—5 км мощности, протяженностью свыше 2000 км, связанные с вулканами центрального типа. Эти части бассейна наиболее глубоководны; вдоль разломов глубины их были, по-видимому, близки к батинальным.

На территории Средней Азии располагался геосинклинальный морской бассейн, ограниченный сушей с северо-востока, севера, а также с юго-запада и юга. На севере это была Казахстанская горная страна, включавшая Северный Тянь-Шань, к которой на юго-западе примыкала Среднетяньшаньская равнина, а на юге — относительно низкая Ирано-Таримская платформенная суша, заходившая в пределы СССР в юго-западной части Гиссарского хребта и на юго-западе Памира.

Девонские бассейны Южного Тянь-Шаня, как и Урала, характеризуются весьма большой изменчивостью палеогеографических обстановок и мощностей отложений. В них прослежены глубокие, возможно, батинальные впадины, глубоководные и мелководные моря шельфового типа, с нормальной и повышенной соленостью воды, архипелаги и отдельные гористые размывавшиеся острова [41]. Различные фациальные зоны располагаются симметрично в зонах субширотного простирания, контактирующих обычно по разломам. Ширина этих зон измеряется единицами и немногими десятками километров и потому они не могли быть отражены на мелкомасштабных картах. Более подробно, насколько это позволяет последующая надвиговая тектоника, палеогеографию отражают имеющиеся в Атласе палеогеографические карты эвгеосинклинали Южного Тянь-Шаня, составленные А. И. Гончаровым (см. стр. 52).

В узких батинальных зонах располагались вулканы, извергавшие спилит-диабаз-кератофировые лавы. На вершинах вулканов возникали небольшие рифы. Смежные глубокие части шельфа отмечены довольно полными разрезами, сложенными известняками. Прибрежное мелкоморье внутренних геоантиклиналей — северной и южной, представлено очень мощными (до 2—3 км), но местами сильно сокращенными разрезами обломочных пород, также с небольшими рифами.

В раннем девоне, как и в последующие эпохи, О. И. Сергунькова выделяет три фациальные зоны. Северо-восточная Букантау-Кокшаальская и юго-западная Гиссарско-Памирская зоны характеризуются пре-

обладанием известковых осадков глубокой части шельфа. Наиболее глубоководные участки, связанные с осевыми частями прогибов, отмечены лавами спилитового ряда. С северо-восточной суши снос обломочного материала в район Кызылкумов был невелик. Рифогенные образования Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня и обилие тепловодной фауны указывают на низкие широты и нормальную соленость бассейна. Средняя зона, Кызылкумо-Туркестанская, характеризуется наличием крупных гористых островов, сложенных терригенными породами нижнего палеозоя, с которых поступал существенно грубообломочный материал джидалинской и аккумуляской свит. Он отлагался в условиях мелкого моря.

В северных дугах Тянь-Шаня продолжалось поднятие гор, представлявших юго-западное обрамление Казахской горной страны. Юго-западнее к ней причленились Чаткало-Нарынская возвышенность и Среднетяньшаньское плато, простиравшееся от среднего течения р. Сырдарьи до Кураминского хребта и Ферганы.

К раннему девону относится обособление связанных с разломами межгорных и бессточных впадин, в которых накапливались эффузивы и пирокластические породы — вулканомиктовые песчаники и гравелиты. Зоны раннедевонского наземного вулканизма находились в области Чаткальского и Кураминского хребтов, в Чуилийской и Кунгейской впадинах. Эффузивы имеют кислый и средний состав.

Для морей Приаралья, Кызылкумов и северной части Южного Тянь-Шаня, весьма характерно возникновение глубоких и протяженных прогибов, ограниченных разломами, по которым происходили мощные излияния кислых и основных лав кератофир-спилит-диабазовой формации. С ними связано также и накопление туфогенно-кремнистых толщ. Мощность вулканитов достигает 1,5, а местами 3 км. Ранний девон является одним из главных этапов формирования указанной формации.

В Центральном Казахстане в результате перестройки тектонического плана в конце силура — начале девона палеогеографическая обстановка значительно изменилась. Джунгаро-Балхашское море, располагавшееся в средней части геосинклинали, уменьшилось в размерах и, по-видимому, еще более обмелело. Карбонатные осадки в нем почти совершенно исчезли даже в наиболее широкой и глубокой юго-восточной его части в Джунгарском Алатау. Осадки становятся грубее, в них появляются конгломераты и вулканогенный материал. Мощности отложений измеряются сотнями метров и местами в Джунгарском Алатау они достигают 3 км, а в Нуринской впадине — даже 7 км. Этот бассейн не имел связи с Урало-Тяньшаньским морем, в нем обитала фауна рейнского типа, принадлежащая к Казахстано-Монгольской биогеографической провинции.

В Восточном Казахстане: в Калбе, на Южном Алтае, в Ануйской впадине существовал другой морской бассейн с карбонатными осадками и рифами (Чарский сложный риф развивался с силура до позднего девона), с фауной герцинского типа, который, не имея открытой связи с Джунгаро-Балхашским морем, соединялся с морем Горного Алтая, Салаира и Кузбасса. Судя по фауне, это море через территорию Западно-Сибирской низменности, вероятно, через район устья р. Иртыш, соединялось с Уральским.

В Казахском нагорье, несколько расширившемся в результате регрессии и поднявшемся, возникли горные массивы и плато Северного Тянь-Шаня, Бетпак-Далы, Улутау, Кокчетав, Чингиз-Тарбагатай и др.

На большую расчлененность Казахстанского континента указывает появление крупных межгорных и бессточных впадин, выполненных

кластическим, преимущественно грубообломочным материалом мощностью 4 км, а также многочисленные несогласия и размывы. Континентальные отложения имели характер аридных красноцветов с косою слоистостью эолового типа, с трещинами усыхания и весьма редкими остатками растений.

Складчатость, поднятия и разломы сопровождалась активным вулканизмом. Наземные излияния лав андезито-дацитового, липаритового, основного, реже альбитофирового состава (кайдаульская свита и ее аналоги), образовали вокруг морского бассейна широкий вулканический пояс. Вдоль побережья известны и подводные излияния.

Климат Казахстанского континента был резко выраженным аридным. Вблизи Обь-Зайсанского моря, по периферии которого нет красноцветных карбонатных осадков, климат был более влажным, возможно, семигумидным.

В Алтае-Саянской складчатой области палеогеографическая обстановка на границе силура и девона резко изменилась. Замкнулась Западно-Саянская геосинклиналь. Преобладавшие восходящие движения привели к возникновению в Саянах и Кузнецком Алатау глыбовых горных сооружений, разделенных рядом крупных межгорных впадин. Разломы сопровождалась обильным наземным вулканизмом.

Море сохранилось только на Салаире и в Ануйско-Чуйском районе Горного Алтая. Оно соединялось с Обь-Зайсанским морем Западно-Сибирской низменности. В Уймено-Лебедском синклинии оно сменилось засоленной лагуной. Севернее в море преобладали органогенные карбонатные осадки. В Салаирском бассейне, в котором, вероятно, имелись низкие острова, отмечаются криноидно-коралловые рифы. В южном и юго-западном направлениях с приближением к возвышенной суше в осадках появляется грубообломочный терригенный материал.

Континентальные осадки межгорных впадин восточной части Алтае-Саянской области: Тувинской, Минусинских и др. отлагались в озерах, речных руслах, дельтах, конусах выноса и в других обстановках на аллювиальных равнинах. Они перемежаются с излияниями основных, средних и кислых лав и пирокластическим материалом. В Минусинской котловине эффузивы, по данным Г. Н. Бровкова и др., составляют 80% всех отложений (88 000 км³). Общая мощность отложений достигает 2,5 и 4 км (в Туве). Она определяет величину погружения впадин в течение раннего девона.

Разрушение горных массивов происходило, по-видимому, в аридных условиях, благоприятствовавших накоплению карбонатных красноцветных осадков. В то же время латеритные коры выветривания, обнаруженные на западе области в Салаире, в верхах нижнего — низах среднего девона, указывают на гумидное осадконакопление. По палеомагнитным данным, район Салаира находился на 30° с. ш. Алтае-Саянский ороген, вероятно, продолжался на север в Западно-Сибирскую низменность, где в нескольких скважинах обнаружены красноцветные терригенные и эффузивные породы, сходные с минусинскими.

На Таймыре морской режим прерывался лишь на юго-западе в районе р. Тарей, прилегавшем к Среднесибирской низменности [165]. На севере в раннем девоне накопилось до 500 м известняков и доломитов. На месте Хатангского залива осадки неизвестны. В районе Северной Земли предполагается существование возвышенной суши. На о. Пионер и на западе о. Октябрьская Революция, кроме карбонатных отложений известняков и доломитов, распространены грубые красноцветные песчаники, алевролиты и мергели с прослоями гипса, с остатками остракод и рыб, представляющие собой осадки побережья и полужамкнутых водоемов.



Горы северо-восточной ветви Грампианского орогена, вероятно, протягивавшиеся через территорию Баренцева моря и к северу от Новой Земли, в раннем девоне претерпели значительный размыв, снос с них терригенного материала резко сократился.

На северо-западе Ангарского континента единый в лудлове Среднесибирский залив в зубовское время постепенно распался на отдельные погружавшиеся водоемы, разделенные отмелями и участками низменной суши. На поднятиях происходило образование «красноземов», получивших широкое распространение. Большинство отшнурованных водоемов были засоленными, лишенными фауны. В них, помимо других осадков, накапливались мощные пласты гипса, выкристаллизовывалась каменная соль. Основные источники питания низменности терригенным материалом располагались в области Ангаро-Катангского и примыкавшего к нему Енисейского поднятий. Связь с морем осуществлялась через район Норильска.

В курейское время происходит расширение и углубление водоемов. Появляются пласты известняков и лагунная фауна лингул, лепердий, гастропод, меростомат, обильные остатки рыб, трохилиски. Пролит, связывавший Среднесибирский залив с морем Таймыра, расширился — наибольшее содержание в разрезе карбонатных пород (до 25%) наблюдается на северо-востоке залива. В то же время поднятие в областях размыва и принос обломочного материала увеличивались. На суше развивалась растительность — в породах сохранились следы корневых волосков. Обилие в водоемах растительных остатков обусловило распространение в них илоедов.

Разведочинское время в целом отмечено погружением северо-западной части Среднесибирской низменности и периодическим проникновением моря до широты р. Курейки. Вместе с ним сюда проникала фауна спириферид, криноидей, кониконхий и табулят. Южнее располагалась затоплявшаяся морем равнина, но засоления водоемов не происходило ввиду резкого увлажнения климата Ангарского континента. В осадках получают широкое распространение сидерит, олигонит, анкерит, железисто-марганцовые минералы, а также следы наземной растительности. На наличие вулканизма в раннем девоне указывает присутствие в разведочинском горизонте туфогенного материала.

На Северо-Востоке СССР, от рек Лены и Алдана до верховьев р. Колымы и залива Шелихова на юге, и до Чукотского полуострова на севере с раннего палеозоя существовали морские бассейны: Верхояно-Колымский и Анюйско-Чукотский, разделенные Колымо-Омолонской сушей.

Поздний лудлов — ранний девон отмечены трансгрессией. Колымо-Омолонская суша сократилась. Возник Олойский пролив, отдаливший от Омолонского поднятия Анюйский остров. В долине Колымы образовался широкий пролив, отделивший Алазейское поднятие от Омолонских гор. С них в прибрежные части моря поступал грубообломочный материал. На западе в Верхоянском море откладывались преимущественно мелководные карбонатные осадки, мощность которых не превышала 500 м. В бассейне р. Таскана появляются относительно глубоководные гониатитовые фацции.

В Олойском проливе отлагалась вулканогенно-осадочная толща с кислыми лавами и терригенными осадками, а на Чукотке — преимущественно терригенная толща прибрежного характера с морской фауной, возможно, указывающая на наличие размывавшихся островов и близость суши Эскимосского срединного массива.

На юго-востоке СССР раннедевонское море распространилось в Приамурье, отделило Буреинский массив от Сибирского материка и

проникло в Забайкалье в бассейны рек Онона и Аргуни. В этом море, отделенном от морей Сибири Байкальским и Становым нагорьями, почти повсеместно началось отложение преимущественно песчано-глинистых осадков до 1—2 км мощностью. Местами отлагались карбонаты, отмечаются водорослево-коралловые рифы. Наибольшие глубины моря находились в бассейне р. Онона (Агинский прогиб) и в районе устья Амура и Шантарских островов, где в осадках появляются кремнистые сланцы. Вулканизм проявлялся слабо.

Поверхность южной окраины Ангарского континента была возвышенной, в областях Яблонового и Станового хребтов — горной. Еще более высокими были горы Буреинского массива, сложенные метаморфическими сланцами и гранитоидами. Этот массив отделял Монголо-Охотский миеогеосинклинальный бассейн от Сихотэ-Алиньского, относительно глубоководного эвгеосинклинального. Вдоль западного побережья Сихотэ-Алиньского бассейна также преобладали терригенные осадки, сменявшиеся на Сихотэ-Алине сланцами аспидного типа, а на Шантарских островах — толщей основных и средних эффузивов и кремнистых пород мощностью несколько километров.

Для суждения о климате в раннем девоне на востоке СССР данных недостаточно. Основываясь на обилии в некоторых осадках Приамурья растительного материала и обычно серой окраске осадков, можно полагать, что этот район находился в гумидном климатическом поясе. Указания на наличие рифов в бассейнах Индигирки, Колымы и в Забайкалье позволяют считать его теплым. Палеомагнитные данные указывают на широты порядка 40°.

СРЕДНИЙ ДЕВОН

Эйфельский век

Эйфельский век (прилож. 2) характеризуется возобновлением трансгрессий и началом затухания орогенических процессов. В ряде геологических регионов произошло заметное изменение палеогеографических обстановок. На Русской плите, на Урале, в Тянь-Шане, на западе Алтае-Саянской области, на севере Сибири, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР морские бассейны расширились, уменьшились размеры островов. Погружения и сглаживание рельефа суши неоднократно прерывались омоложением рельефа, но осцилляции трансгрессий становились длительнее. В общем, изменение соотношений моря и суши было не очень значительным. В конце века в ряде регионов опускания сменились поднятиями.

Очень активными были поднятия в орогенных областях Северного Тянь-Шаня, Казахстана, Алтае-Саянской области. В начале века увеличились высоты суши, являвшейся продолжением Грампианского орогена. На Новой Земле появилась толща конгломератов и песчаников. Поднятия активизировались и на платформах. В начале века, по-видимому, значительно увеличился снос с Балтийского континента и с поднятий Русской равнины. В конце века на платформах и в Алтае-Саянской области рельеф поверхности заметно сгладился. Вулканизм по-прежнему был активен. Сильно проявлялся как наземный (порфировой формации) в орогенах, так и морской (кератофир-спилит-диабазовой формации) в геосинклиналиях.

Климаты эйфельского века, как и вообще среднего девона, стали мягче. Тропический гумидный пояс охватывал восточную часть Русской равнины и Уральское море. В первой половине века он, по-видимому, распространялся на восток до Салаира и Тунгусской синеклизы. На

юге в него вклинивалась ярко выраженная аридная область Центрального Казахстана. Далее на восток (а по палеомагнитным данным на север), располагался аридный пояс Минусинских котловин и восточной части Ангарского континента, продолжавшийся до Северной Земли. В конце века аридный климат вновь распространился на весь Ангарский континент. К востоку от него должен был находиться северный гумидный пояс, но данных об этом не имеется.

В среднем девоне флористические и некоторые фаунистические комплексы становились значительно богаче. Развивались почвенный покров и речная сеть. В биогеографическом отношении эйфельский век отличался увеличением полипровинциальных родов и уменьшением эндемичных. Областные различия несколько сглаживались. В Средиземноморской области вырисовывалась Закавказско-Памирская провинция.

На Русской равнине эйфельская трансгрессия с Урала и из Прикаспия захватила лишь восточную и юго-восточную ее части. Возможно проникновение моря также и с юго-запада в Приднестровье. В раннем эйфеле в восточной части платформы возникли поднятия, на которых происходил интенсивный размыв пород кристаллического фундамента и древнего палеозоя. О рельефе поверхности суши и высоте поднятий можно судить по эйфельской долине, обнаруженной в Саратовской области. Она выполнена пестроцветными речными и озерными отложениями мощностью свыше 600 м. Такатинская свита Урала также является продуктом этого размыва.

Море на периферии плиты появилось в позднем эйфеле. В бийское время оно распространилось в Прикамье, в Куйбышевское и Саратовское Заволжье. Оно проникало сюда эпизодически, оставляя после себя отдельные пласты известняков с обильной фауной. Известняки залегают среди песчано-глинистых отложений прибрежно-дельтового характера. Море ингрессировало по прогибам, обходя поднятия. Наиболее полные разрезы приурочены к осевым частям прогибов, где осадки были относительно более глубоководными.

На территории Московской синеклизы и Рязано-Саратовского прогиба, вероятно, располагались низменности. Низменность была и в Днепровско-Донецкой впадине. На юго-западе Донбасса отлагались песчано-глинистые континентальные флороносные осадки. Украинский и Воронежский массивы оставались относительно приподнятыми.

О климатических условиях Русской равнины для эйфельского века известно следующее. К востоку от Волги располагалась гумидная область, отмеченная шамозитовыми оолитовыми рудами Заволжья, Башкирии и Прикамья, каолиновым составом некоторых аргиллитов, железистыми корами выветривания на поверхностях бавлинских отложений и такатинских песчаников.

Западнее климат становился суше, на что указывает наличие красноцветных отложений с прослоями карбонатов в казанлинской свите Саратовского правобережья и в ряжских слоях Подмосковья. Красноцветы имеются и в виеситской свите Прибалтики, которая включает также бурожелезистые оониды, свидетельствующие об увлажнении.

На Урале в западной части западного склона в раннем эйфеле после поднятий, сопровождавшихся глубокой эрозией, отлагалась аллювиальная такатинская свита. Материал для нее поступал не только с Русской равнины, но и с возвышенности Башкирского антиклинория, сложенной в то время осадочными толщами верхнего протерозоя. На восточной окраине полосы своего развития такатинская свита имеет прибрежно-морской характер. К востоку аллювиальная равнина сменялась открытым морем с рифогенными осадками. В последующее время

на аллювиальной равнине появились солоноватоводные водоемы с бедной фауной. Позднеэйфельская трансгрессия значительно расширила границы бассейна и привела к установлению открытого мелкого моря с карбонатными осадками и разнообразной фауной. Восточная граница Уральского моря изменилась мало. В Тургайском прогибе происходили излияния наземных эффузивов и накопление аллювиальных толщ. На западном и восточном склонах Урала значительно увеличилось накопление карбонатных, а на юге также и кремнистых осадков, уменьшались и исчезали острова в районах некоторых антиклинальных поднятий.

В эвгеосинклинальной зоне восточного склона Южного Урала огромные мощности вулканогенных толщ свидетельствуют об интенсивном вулканизме, происходившем на протяжении всего эйфельского века. Но по сравнению с ранним девоном размеры вулканических областей значительно сократились и увеличились поля развития кремнистых формаций. Заметно уменьшилось рифообразование. Были более значительными поднятия островов, и поступление с них обломочного материала возросло. Чередование в разрезах вулканогенных пород с известняками и радиоляриевыми яшмами свидетельствует о том, что вулканические процессы проходили главным образом в море. В эвгеосинклинальной зоне, несомненно, имели место значительные перепады высот суши и глубин моря.

На Северном Кавказе в прогибе передового хребта продолжалось накопление мощной толщи глубоководных осадков аспидного типа. Но здесь, как и в Сванетии, появляются мелководные коралловые известняки. В области Главного хребта вырисовывается геантиклинальная зона со значительно менее мощными осадками, возможно, с участками размылов. Начиналась активная вулканическая деятельность.

Закавказская возвышенность служила источником питания как северного, так и южного бассейнов, располагавшихся в Южном Закавказье. В последнем отлагались карбонатно-терригенные битуминозные осадки, распространены биогермные известняки. С приближением к северной суше увеличивается размерность зерен песчаных осадков.

В Средней Азии в эйфельском веке развивалась трансгрессия. Море начало заливать равнину Среднего Тянь-Шаня. Уже в начале века некоторые острова средней кызылкумо-туркестанской части бассейна погрузились, и снос с них обломочного материала резко сократился. Мощность карбонатных и карбонатно-терригенных осадков достигала 1 км, а в Южном Приаралье 2 км. На востоке, к северу от р. Кокшаал, в связи с поднятиями произошло некоторое отступление моря с карбонатными осадками.

Суша Северного Тянь-Шаня оставалась сильно расчлененной и в общем продолжала воздыматься. Продолжали погружаться крупные межгорные и бессточные впадины: Кураминская, Чуилийская, Кунгейская, заполнявшиеся эффузивами кислого, реже среднего состава, пирокластическим материалом, туфами и пеплами кастекской, сугалинской свит и их аналогов и грубообломочными пестроцветными осадками каракольской свиты. Судя по мощностям отложений, погружения достигали 1,3 км.

Климатические условия существенно не менялись. В Южном Тянь-Шане сохранились влажные субтропики, которые на севере сменялись субаридной и аридной обстановкой. Вулканизм в эйфеле проявлялся слабее. В Приаралье, Кызылкумах, в Фергане в осевых частях прогибов продолжались излияния кератофир-спилит-диабазовых лав. В районе Султануиздага мощность лав достигала 2 км.

На территории Средней Азии в среднем и позднем девоне М. А. Ржонсницкая выделяет две зоогеографические провинции. Тянь-Шань отнесен ею к Урало-Тяньшаньской, а Памир — к Закавказско-Памирской провинции, в которой отсутствуют уральские виды.

Джунгаро-Балхашское море несколько сократилось в размерах и сохраняло мелководный характер — в нем откладывались прибрежно-морские песчано-глинистые осадки мощностью до 1 км и более, заключающие остатки наземных растений. Наиболее широким и глубоким оно было на юго-востоке, в районе Джунгарского Алатау, где появляются карбонатные осадки с кораллами.

В южной части Обь-Зайсанского моря, по-прежнему связанного с уральским, в течение эйфельского века происходила трансгрессия, распространявшаяся с севера и захватившая обширные площади Рудного и Южного Алтая, Чарский и Ануйский прогибы. Оно несомненно стало более глубоким. В нем отложились вулканогенные и терригенные осадки с подчиненными им известняками. Большие мощности их указывают на быстрое прогибание этой части Алтая.

Казахское нагорье продолжало воздыматься. Оно представляло собой плато с расположенными на нем интенсивно размывавшимися горными массивами. Наиболее высокие горы, вероятно, находились в районе Улутау и Атасуйского поднятия. В межгорных и бессточных впадинах продолжалось накопление континентальных красноцветных толщ типа моласс и вулканитов. Тектоническая активность территории Центрального Казахстана увеличилась. Появились новые разломы северо-западного алтайского простирания и связанные с ними очаги вулканизма. На суше в пределах краевого вулканического пояса продолжались мощные излияния лав, но состав их несколько изменился. В межгорных впадинах вулканизм резко сократился, хотя эйфельские осадки в них достигают большой мощности. В Восточном Казахстане вулканизм локализовался в сравнительно узкой полосе Рудного Алтая, приуроченной к островной части моря. Здесь произошли излияния кварцальбитофировых лав.

Климатические условия в среднем девоне мало изменились. Весь Казахстанский материк находился в аридном поясе. На Алтае климат становится более влажным. Здесь местами отлагались углисто-глинистые осадки, чаще встречаются остатки растений.

Как и в раннем девоне, фауна Джунгаро-Балхашского моря принадлежит Казахстано-Монгольской, а фауна Алтае-Саянских морей — Средиземноморской биогеографическим областям. Эти бассейны, по-видимому, не имели непосредственной связи между собой.

На территории Западно-Сибирской низменности средний девон отмечен трансгрессиями. Судя по фауне, Обь-Зайсанское море соединялось с Уральским, а на севере оно получило свободное сообщение с Карским и Таймырским морями. Суша, вероятно, сохранялась в Иртыш-Надымской зоне относительных поднятий. Вулканизм кислый и средний был активен на юге и на западе низменности.

В Алтае-Саянской области в раннем эйфеле продолжалось горообразование и погружение впадин. Новые глыбовые поднятия и межгорные впадины возникли на юго-западе Восточного Саяна, в Западном Саяне, в Горном Алтае, в Кузнецком Алатау. Расширилось море Алтая. В нем наряду с преобладанием терригенных прибрежных отложений, в частности песчаников и конгломератов, увеличивается содержание карбонатных осадков, появляются рифы. В Салаирском море сохранились низкие острова с латеритной корой выветривания. Ануйско-Чуйский залив расширился, протянулся в пределы Монголии и превратился в морской бассейн с карбонатными осадками.

Заканчивается формирование межгорных впадин восточной части Алтае-Саянской области, которые уменьшились до размеров, близких к современным. В них продолжалось отложение преимущественно пестроцветных осадков аллювиальных равнин. Широкое распространение, в частности в Рыбинской впадине, получают осадки опресненных, а также засоленных озер с глиptomорфозами по кристаллам галита. В Туве впервые появляются эвапориты.

В позднем эйфеле произошло значительное сглаживание рельефа и повышение базиса эрозии. В таштыпское время море через Уймено-Лебедской пролив и через территорию Монголии ненадолго распространилось в юго-западную часть Минусинской и в Тувинскую межгорные впадины. В осевых частях прогибов отложились карбонатные осадки с морской фауной. В боковых и фронтальной частях трансгрессии им соответствовали прибрежно-морские и лагунные терригенные осадки.

Эффузивная деятельность в Алтае-Саянской области оставалась чрезвычайно интенсивной. По данным Г. Н. Бровкова и др. [21], в Минусинской впадине эффузивы и пирокластические породы составляют 68 000 км³ и почти 80% объема всех эйфельских отложений. Лавы, как в раннем девоне, отличались большим непостоянством состава. Лавы извергались через вулканы линейного и центрального типов. Вулканические толщи очень мало содержат пирокластического материала, что указывает на спокойный режим вулканизма. В межгорных впадинах вулканизм был преимущественно наземным, в Рудном Алтае — морским.

В климатическом отношении Алтае-Саянская область была неоднородной. В западной ее части в результате латеритного выветривания на островах Салаирского моря шло образование диаспоровых бокситов. В прибрежной части моря в эйфеле известны линзы и прослой сидерита и шамозита. В Барзасском районе накапливалось угольное органическое вещество, давшее горючие сланцы, барзасситы. Все это указывает на гумидные условия седиментации.

В восточной, континентальной, части области в эйфельском веке откладывались мощные пласты соли (в Туве), доломит, гипс и целестин. Они, несомненно, указывают на аридный пояс. Если верить указанию на нахождение в пестроцветных осадках отпечатков кристаллов льда [21], можно считать, что климат был континентальным.

На побережье и островах Северного Ледовитого океана в среднедевонскую эпоху морские бассейны расширились. Установилась непосредственная связь Уральского моря с Таймырским. К северу и северо-западу от Новой Земли вновь возникли горы. С них возобновилось поступление грубообломочного материала. На востоке Пай-Хоя углубление моря отмечено накоплением кремнистых илов, давших кремнистые сланцы и яшмы. На Северной Земле в среднем и позднем девоне продолжает существовать лагуно-континентальный режим, кратковременно нарушавшийся небольшими трансгрессиями.

На Таймыре с раннего девона продолжал существовать открытый мелководный морской бассейн с известково-доломитовыми осадками, достигающими 500 м мощности, и фауной уральского типа. Хатангская впадина продолжала засоляться. Отложение доломитов и гипсов сменилось мощным соленакоплением.

В Среднесибирском бассейне средний девон начался трансгрессией позднеразведочинского времени и распространением на северо-западе, до Курейки, глин и известняков с сидеритом, с обильной морской фауной, со скоплениями кораллов. Она сменилась регрессией. Колебательные тектонические движения нарастали. Наибольшей активности они

достигли на границе мантуровского времени, отмеченного региональным перерывом в осадконакоплении и размывом. В мантуровское время развитие бассейна имело регрессивный характер. В начале море кратковременно проникало лишь в район Норильска, а затем вообще покинуло синеклизу. На северо-западе, в лагунах, связанных с Таймырским морем, в устойчивых прогибах начинается сульфато-, а затем и соленакопление. Остальная территория была занята Тынепской низиной, сходной с Минусинской (ихейской), на которой господствовали пестроцветные речно-озерные осадки со следами усыхания и засоления. Гумидный режим разведочниинского времени сменился ярко выраженным аридным.

Общая мощность отложений эйфельского яруса в Норильском районе достигает 265 м. К югу и юго-востоку она значительно уменьшается.

В Хатангском заливе Таймырского моря в среднем девоне существовала соленая лагуна, отложения которой представлены каменной солью, перекрытой толщей гипсов до 300 м мощностью. В верхней части последней появляются прослои доломитов и известняков с брахиоподами и кораллами живетского яруса.

В эйфельском веке, по-видимому, началось погружение Вилюйской синеклизы, в которой появились континентальные красноцветные осадки, получившие широкое распространение в последующее время.

На Северо-Востоке СССР, судя по недостаточному фактическому материалу, конфигурация морских бассейнов мало изменилась. Намечается расширение Олойского пролива и наступание моря на Охотскую и Омолонскую суши. В то же время западная, столбовская, часть последней испытала поднятие. В конце эйфеля — начале живета наблюдается усиление тектонической активности — более резкие смены фаций и мощностей отложений. В краевых частях геосинклинальных прогибов появляются пестроцветные и сульфатные отложения. Столбовская суша расширялась, и морские терригенные осадки сменялись прибрежно-континентальными с остатками растений. Интенсивная вулканическая деятельность происходила в Еропольской и в Пенжинской впадинах.

В юго-восточной части СССР в Забайкалье и на Дальнем Востоке средний девон отмечен новыми трансгрессиями. Даурский морской бассейн несколько расширился на север и северо-запад, и средний девон местами ложится непосредственно на нижний палеозой и протерозой. Морские терригенные осадки с туфовым материалом начали накапливаться в северной части Буреинского острова, который сокращался особенно значительно в живетском веке. Поступавший с континента обломочный материал стал мельче. Среди терригенных осадков увеличивается количество известняков. В эйфельском веке в Верхнем Приамурье они даже преобладают. Исчезают рифы, но биогермные постройки в эйфеле еще довольно широко распространены. В живете и они исчезают; известняки встречаются реже и обычно содержат песчаный материал. Преобладали мелководные условия. Прибрежно-континентальные отложения неизвестны. Они, вероятно, располагались к северо-западу от морских и были впоследствии размыты.

Признаки побережья известны в Нижнем Приаргунье, где преобладают пестроцветные глинистые породы без фауны, чередующиеся с бурыми кварцитами и линзами известняков. На Охотском побережье в терригенных отложениях встречается обильный растительный детрит.

Относительно глубокое море по-прежнему существовало в Агинском прогибе Забайкалья, где отлагалась однообразная толща глинисто-кремнистых и терригенных отложений флишoidalного типа мощностью до 3 км с прослоями известняков с биогермами. В восточной ча-

сти прогиба на правобережье р. Онон происходили мощные излияния спилит-кератофировых лав устьборзинской свиты. Еще более глубоководным был бассейн Шантарских островов и Тугурского побережья Охотского моря, где отлагались кремнистые радиоляриевые илы и изливались лавы. Южнее в Ниланском прогибе также известны подводные излияния диабазов и диабазовых порфиритов.

Для суждения о климатах юго-востока СССР данных недостаточно. По палеомагнитным данным рассматриваемая территория располагалась к северу от параллели 30°. Судя по преобладающей серой окраске пород, обилию растительного детрита в отложениях Охотского побережья у мыса Аян, присутствию биогерм и оолитовых известняков, можно полагать, что эта территория по-прежнему находилась в пределах гумидного климатического пояса.

В среднем девоне активизируется вулканическая деятельность. Связанные с разломами мощные наземные эффузии кислого и среднего состава появляются на севере Бурейского массива. В Приохотье широко распространяются лавы кератофир-спилит-диабазовой формации.

Живетский век

Живетский век представляет собой новый самостоятельный этап развития территории СССР. Начало века в орогенных и некоторых геосинклинальных областях отмечено значительной перестройкой тектонического плана, отступанием моря и засолонением бассейнов, блоковыми движениями, омоложением рельефа суши, резким увеличением сноса обломочного материала и вспышкой вулканизма. По-видимому, в это время в море Южного Тянь-Шаня появлялись новые дуги гористых островов.

Затем развивались трансгрессии. На платформах в начале века они привели к распространению соленосных и опресненных лагун, которые во второй половине века сменились открытым морем, охватившим площади, измеряемые многими сотнями тысяч и миллионами квадратных километров. На северо-востоке страны в это время восстановилось открытое Колымское море; расширились связи Уральского моря с Таймырским; погрузился Средний Тянь-Шань. Море Верхоянья расширилось и через Вилюйскую впадину ненадолго соединилось со Среднесибирским бассейном. Салаиро-Чуйское море в бейское время заливало Минусинские котловины.

Опускания суши периодически сменялись поднятиями, но погружения нарастали и в итоге приводили к сглаживанию ее рельефа. В ряде областей терригенные осадки уступили место карбонатным. Исключения представляют орогены: Алтае-Саянская область, Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань, где в результате периодически возобновлявшихся поднятий в межгорные впадины и геосинклинальные прогибы продолжали поступать огромные массы обломочного материала типа красноцветной молассы (в Центральном Казахстане), во много раз больше, чем в раннем девоне. Поднимались и горы северного обрамления Монголо-Охотской геосинклинали, снос с которых также был велик.

Вулканизм ослабел, а на востоке Алтае-Саянской области и на западе Среднего Тянь-Шаня полностью прекратился. В Центральном Казахстане он был еще весьма интенсивен, но состав лав заметно изменился. Это был новый этап вулканической деятельности. Резко увеличился вулканизм на Колымской и Омолонской сушах и в прилегающей к последней части Чукотского моря.

По палеоклиматическим данным, в начале живетского века в западной половине Русской плиты существовали аридные условия — появились доломиты, гипсы и каменная соль. Можно полагать, что в это время экватор проходил к востоку от Урала. Во второй половине века в старооскольское — тартуское время он мог сместиться к западу и наряду с развивавшейся трансгрессией способствовать гумидизации климата западной части плиты. Палеомагнитный экватор по новым данным располагался в субмеридиональном направлении к западу от Урала. Восточнорусское море постоянно находилось в гумидном поясе. На Минусинской и Казахстанской сушах господствовали аридные условия. На Ангарском континенте аридный климат начала века, как и на западе Русской плиты, в связи с трансгрессией испытывал увлажнение.

В живетском веке резко увеличились биологические связи морей Алтая — Салаира с Джунгаро-Балхашским и Даурским, и они с этого времени относятся к разным провинциям одной Казахстано-Монгольской биогеографической области. Вместе с тем связи Алтая с Уралом сохранились. Если исключить Алтай и Салаир, то областные различия фаун оставались значительными. Сглаживание их отмечается главным образом в фауне кораллов. Продолжалось обновление растений и вместе с тем сближение Тимано-Уральской и Сибирской флор, различия которых рассматриваются как провинциальные. Последняя распространяется на Тимаң и Кольский полуостров. Наибольшие отличия сохраняет флора Казахстана.

На Русской плите трансгрессия, начавшаяся в позднем эйфеле после кратковременного отступления моря, в живетском веке получила чрезвычайно широкое распространение [51]. Уже в наровское время с юго-востока на северо-запад море продвинулось более чем на 1500 км. Значительно меньшей была трансгрессия с востока и северо-востока. Несомненно также связь бассейна центральной части плиты со Свентокшинским.

Отложения имеют отчетливый циклический характер и указывают на существование на юго-востоке до четырех фаз трансгрессии. Из них наиболее крупной была первая афонинская — наровская, в которую море достигало Белоруссии и Прибалтики, Вологодской и Кировской областей. В это же время оно, вероятно, проникало в Донбасс и Днепровско-Донецкую впадину. Каждой фазе предшествовало осушение. Наиболее крупное из них, вызвавшее на северо-востоке существенный размыв, имело место в предворобьевское — предчусовское время.

На поднимавшейся равнине появлялась сеть широких плоских дельт. Последующее погружение сопровождалось подпруживанием водотоков и заполнением русел речным песком. Затем отлагались пресноводные и прибрежные солоноватоводные флороносные глинисто-алевритовые осадки с сидеритом, шамозитом, содержащие ходы илоедов и фауну пресноводных рыб, эстерий и лингул. Они сменялись глинисто-мергельными образованиями с пластами известняков или мергелей с фауной открытого моря. Общая мощность отложений в Подмосковье превышает 300, а в Печорском и Нижне-Волжском прогибах — 500 м.

На юго-востоке Русской плиты морской режим превалировал, тогда как на северо-западе он возникал эпизодически.

В Подмосковье и Белоруссии в начале века в морсовское время возникла лагуна, в которой осаждались доломит, гипс и каменная соль. Сульфатизированные доломиты распространялись на юго-восток до Нижнего Поволжья. Во Львовской впадине в это время также существовал засоленный бассейн, который затем сменился морем с богатой фауной.

Балтийская суша охватывала Карелию и Архангельскую область. Она надолго становится основным источником сноса обломочного материала на севере Русской плиты. С нее поступали значительные массы песчано-глинистого, а в Печорском бассейне также и галечного материала. Размывались Белорусский, Украинский и Воронежский острова. На востоке Русской плиты основными источниками сноса являлись Пинежский полуостров Балтийской суши, сложенный терригенными толщами нижнего палеозоя и ряд островов, сохранившихся и в последующее франское время, на большей части которых размыву подвергались рыхлые песчано-глинистые породы бавлинских серий. Архипелаг островов отделял западный (московский) бассейн от восточного. В последнем в начале среднего девона был создан эрозионно-тектонический рельеф, по своей интенсивности сходный с существовавшим на Западном Урале в послетакатинское время. Создавшие его движения наряду с общим более сильным погружением продолжали оказывать существенное влияние на осадконакопление.

Климат на Русской равнине в связи с трансгрессией продолжал увлажняться. Со второй половины живетского века, как и во франском веке, аридные условия констатированы только на периферии Балтийского щита, склоны которого покрывались красноцветными осадками, содержащими карбонаты.

В северо-западном и западном направлении растительность резко обеднялась. Тартуская (лужская) пестроцветная толща, развитая в Белоруссии, Прибалтике и севернее до Пинежского полуострова, накапливалась на равнине, прилегавшей к засушливому, возможно, пустынному континенту.

Фауна девонских морей Восточно-Европейской платформы и Урала принадлежала Урало-Тяньшаньской провинции Средиземноморской биогеографической области, а флора — Европейской фитогеографической области.

Вулканизм начал проявляться в конце живетского века. На Тимане, в Ухтинском районе, к нему некоторые исследователи относят подводные излияния диабазов и базальтов. Вулканизм проявлялся также на Среднем Тимане. На западе Татарии в кровле старооскольских слоев имеются прослои туффитов.

На Урале в зоне современного водораздела располагалась цепочка островов, разделявшая моря западного и восточного склонов. Высоты островов были менее значительными, чем в эйфельском веке, и со временем снижались. Палеогеографические обстановки в западной части Западного Урала имели много сходного со смежными платформенными. Здесь находились «корни» морских трансгрессий. Морской режим резко преобладал, и некоторые фазы регрессий на Урал либо не распространялись, либо вследствие их кратковременности остаются не отмеченными.

На Урале отступления моря на границе эйфельского и живетского веков почти нигде не наблюдалось. В афонинское время распространились застойные относительно глубокие морские водоемы. Затем произошли поднятия, осушения и размыв. На сnivelированной поверхности суши происходило образование алюможелезистых кор выветривания и бокситонакопление.

Новая чусовская трансгрессия в западной части Западного Урала распространялась с востока на прибрежную аллювиальную равнину с песчано-алевритовыми осадками, аналогичными платформенным, содержащими бобовые железные руды. Чеславское открытое мелкое море сменило чусовское, по-видимому, без перерыва. В нем среди других карбонатных осадков появляются рифогенные известняки. В восточ-

ной части западного склона Урала море, по-видимому, не прерывалось. Это была наиболее погруженная часть бассейна.

На Печорском и Полярном Урале относительно глубокая часть моря с темными глинистыми и карбонатными осадками, с кремнями занимала среднюю часть бассейна. К востоку от нее вблизи островной суши, как и на границе с платформой, располагались прибрежные фации, в Лемвинском районе — фации значительно опресненного моря.

В восточном Уральском море отлагались преимущественно карбонатные осадки. Большие перепады глубин, от малых, где на поверхности вулканов развивались биогермы, до значительных, отмеченных глинисто-кремнистыми осадками, позволяют рассматривать этот бассейн как относительно глубоководный. Рифообразование в нем сократилось. На месте северной и средней частей моря в начале века в результате поднятий, охвативших территорию длиной в 300 км, ненадолго возникла денудационная равнина, на которой происходили процессы выветривания и образование пластовых залежей бокситов, в значительной мере уничтоженных последующей живетской трансгрессией.

Вулканизм в Уральском море значительно уменьшился и изменился набор вулканогенных формаций. На севере, а также на юге в Гумбейском поясе прослежены вулканы центрального типа с выбросами андезито-базальтовых пирокластов на севере и эффузиями непрерывного ряда от андезитов до липаритов — на юге.

В Среднеазиатском море в живетском веке палеогеографические условия заметно изменились. Продолжала развиваться трансгрессия, начавшаяся в эйфеле. Море распространилось до Чаткальского хребта, затопив сушу Среднего Тянь-Шаня, от которой остался остров или полуостров, сохранившийся в течение всего девона на месте Ферганы. Погружалась Кураминская вулканическая область, в которой на месте эффузивов в начале отлагались обломочные породы, а затем доломиты и известняки. Расширился Баубашатинский залив. На его северо-западной окраине, в районе Сумсара, море периодически сменялось засоленной лагуной. Ферганская суша сохранилась в виде полуострова, отделенного с севера солоноватоводной лагуной. Область накопления карбонатных осадков значительно расширилась. Поверхности островов кызылкумо-туркестанской части моря снивелировались и снос с них резко сократился. К островному мелководью обычно приурочены доломиты.

В конце эйфельского — начале живетского века в Кызылкумо-Тянь-Шаньском бассейне произошла наиболее значительная в девоне перестройка структурного плана — инверсия прогибов и поднятий и соответствующих им фациальных зон, которые в ряде районов, вероятно, меняются местами. В южной части моря в районе Кульджуктау — Зеравшан появились острова.

Происходили интенсивные поднятия и размыв отступившей Чаткало-Киргизской горной суши. В предгорьях и на побережье частично в морских условиях началось накопление конгломерато-песчаной туюкубашской молассы мощностью порядка 0,5 км. В межгорных впадинах продолжалось отложение пестроцветов каракольской и кислых эффузивов и пирокластолитов кастекской свит. Размывались карбонатные, терригенные породы, кристаллические сланцы.

Климат, по-видимому, стал мягче, но уже в Баубашатинском заливе и смежной части континента встречаются признаки аридного климата псевдоморфозы по каменной соли, пласты гипса, трещины усыхания и др. Вулканизм заметно уменьшился. В Кызылкумах он почти прекратился. Спилитовые, диабазовые, базальтовые лавы до 900 м

мощности известны во впадинах Южной Ферганы, Кокшаальского и Баубашатинского районов.

В Казахстане конфигурация Джунгаро-Балхашского и Обь-Зайсанского морей и распределение глубин в них мало изменились. Продолжалось в основном терригенное осадконакопление, но количество осадков местами значительно увеличилось. В Джунгарском Алатау мощность отложений достигла почти 4 км. Обь-Зайсанское море, не имевшее прямой связи с Балхашским, сильно углубилось на западе, в Чарском районе, где наращивались километровые мощности рифовых построек. В Калбинском и Иртышском районах в относительно глубоководных условиях продолжалось накопление глинистых осадков, а в восточной собственно алтайской части моря, наиболее погружавшейся, накопилось до 3 км вулканогенно-осадочных пород.

Существенным отличием Казахстанской суши в живетском веке являлось возникновение новых крупных аккумулятивных впадин. В эти впадины с близлежащих гор сносился грубообломочный материал типа красноцветной молассы. Осадконакопление нередко сопровождалось мощными излияниями эффузивов. Вулканогенно-осадочные толщи джаксыконской, акбастауской свит и их аналогов во впадинах достигают 1—3 км. Все это указывает на весьма большую расчлененность горного рельефа.

Вулканизм в Центральном Казахстане был также весьма интенсивным. Вулканическая область, как и в эйфеле, образовала огромную дугу, огибавшую Джунгаро-Балхашское море. Состав лав изменился, увеличилась роль кислых эффузивов. Вулканогенно-осадочные толщи иногда лежат трансгрессивно на эйфельских и на более древних отложениях.

В Алтае-Саянской области в живетском веке произошло расширение бассейнов осадконакопления. Значительно увеличилось накопление континентальных терригенных и морских осадков в Минусинских и Ануйско-Чуйской котловинах, резко уменьшился вулканизм. Так, в Минусинских котловинах, по данным Г. Н. Бровкина и др. [21], объем осадочных отложений, за исключением пирокластолитов, составлял: в D_1 — 21 тыс., в D_2^1 — 17 тыс., в D_2^2 — 42 тыс. км³. Мощности их достигали 1800 м, а в Ануйско-Чуйском районе — нескольких километров.

Начало живетского века ознаменовалось новыми блоковыми поднятиями, вызвавшими омоложение рельефа суши в Кузнецком Алатау, Восточной Туве, Западном и Восточном Саянах и регрессией моря на Алтае. В Минусинской впадине отмечены следы регионального перерыва в осадконакоплении.

В раннеживетское (ихейское) время возобновился размыв поднятий в Кузнецком Алатау, в Западном и Восточном Саянах и в Восточной Туве. В межгорных впадинах отлагались красноцветные гравийно-песчаные, а затем алеврито-глинистые осадки. Вдоль подножий гор местами происходило накопление пролювия.

В илеморовское время рельеф суши значительно сгладился, базис эрозии повысился и область осадконакопления во впадинах расширилась. В них образовались замкнутые моря-озера типа современного Аральского и лагуны засоленные и опресненные.

В позднеживетское (бейское) время трансгрессия продолжает развиваться. Море занимает окраины Кузнецкого Алатау. В колывань-томской части море становилось глубоководнее и приобретало геосинклинальный характер. Мощности осадков превышают 1,5 км. Море расширяется и в Ануйско-Чуйском прогибе, где накапливаются мощные терригенно-карбонатные толщи. Суша нивелируется. Возвышенности сохраняются в Восточном Саяне и на востоке Тувы. Море через Уймено-

Лебедской пролив вновь ингрессирует в Минусинские котловины. Начинается образование известняков. В Рыбинскую и в Тувинскую впадины море не проникало, и там сохранялись аллювиально-озерные низменности.

Вулканизм развивался лишь на западе. В Кольвань-Томской зоне продолжались подводные излияния спилитовых, альбитофировых, порфириновых и других лав. В Горном Алтае, в Ануйско-Чуйской впадине, известны морские и наземные кислые и средние эффузивы. В Уймено-Лебедском прогибе в начале века в результате наземной вулканической деятельности образовались мощные накопления фельзитов, диабазов, альбитофиров, миндалекаменных порфиров и др.

Климат Саяно-Алтайской области был влажным на западе и сухим на востоке. На северо-западе продолжалось образование барзасских сланцев и кор выветривания — показателей гумидной зоны, на востоке исчезают соленосные отложения, но кое-где отмечается загипсованность пород, указывающая на субаридные условия седиментаций.

На севере Ангарского континента в Тунгусском бассейне начало века застало мантуровские засоленные водоемы и аккумулятивную равнину, которые в юктинское время превратились в открытое море с карбонатными осадками и обильной фауной. Связь его с северными морями значительно расширилась. Это море охватило не только современную Тунгусскую, но и Вилюйскую синеклизы, и на востоке, вероятно, соединялось с Верхоянским. В отличие от других тунгусских бассейнов его нельзя рассматривать как залив северного моря. В Норильском районе на участке, по-видимому, ограниченном островами, возникла лагуна и началось накопление сульфатов, возобновлявшееся и в последующее франское время. Поднятие суши, окружавшей бассейн, и снос с нее обломочного материала резко сократились.

В Вилюйской синеклизе в среднем девоне существовала низменность с засоленными водоемами, в которых в условиях аридного климата отлагались красноцветные карбонатные глинисто-алевритовые осадки с трещинами усыхания и псевдоморфозами по галиту. В конце живетского века сюда, в бассейн р. Мархи, с северо-востока, со стороны Верхоянья, ненадолго проникло мелкое море с карбонатными осадками и угнетенной морской фауной. Море, вероятно, имело ингрессивный характер и занимало пониженные участки рельефа суши.

Предполагается, что к концу среднего девона относится начало эффузивной деятельности в Вилюйской синеклизе. Излияния траппов долеритового и базальтового состава слагают одну или две толщи, состоящие из нескольких лавовых покровов, но, возможно, что эти эффузивы, как и в других районах севера (Хараулах, Новая Земля) и на Русской плите, принадлежат уже к верхнему девону.

В биогеографическом отношении в живетском и франском веках рассматриваемая территория относилась к Таймыро-Колымской провинции Сибирско-Канадской зоогеографической области и к Сибирской провинции Тунгусской фитогеографической области.

На Северо-Востоке СССР живетский век в целом характеризуется трансгрессией — наступанием моря на Колымскую, Омолонскую и Охотскую суши. Погрузилось под уровень моря размывавшееся ранее Столбовское поднятие на Колыме. Сохранившиеся участки горной суши продолжали размываться. Грубообломочные осадки появились близ Омолонского, Анойского и Охотского поднятий.

На востоке Якутии наряду с карбонатными, в частности рифогенными, осадками открытого моря, как и на Сибирской платформе, в нижней части живетского яруса широко распространены пестроцветные мергельные отложения с доломитами, ангидритами и гипсами, указы-

вающие на регрессию бассейна. Эти отложения свидетельствуют о существовании в какой-то части живетского века к западу от Колымы аридных климатических условий. По новым палеомагнитным данным, эта территория находилась на 25° с. ш.

Весьма характерна для живетского века вспышка наземного вулканизма на Колымском, Омолонском и Анюйском островах, где началось отложение мощных толщ липаритов и дацитов. Подводные излияния основных лав происходили в Сетте-Дабане и на Анадыре.

ПОЗДНИЙ ДЕВОН

Франский век

На границе среднего и позднего девона в ряде геосинклиналей произошла новая фаза складчатости, сопровождавшаяся поднятиями и интрузиями. Последние отмечены на Урале, в Тянь-Шане, на западе Алтае-Саянской области. На Восточно-Европейской и Сибирской платформах им отвечали кратковременные регрессии моря, размывы и довольно интенсивная вулканическая деятельность. Регрессия охватила и Западный Урал. В орогенных областях блоковые поднятия привели к некоторому омоложению рельефа и возобновлению размыва суши.

История франского века (прилож. 4) почти повсеместно характеризовалась трансгрессией. На Русской и Сибирской плитах, на Урале, на западе Тянь-Шаня и местами на северо-востоке страны установлена ее самостоятельность — отступление моря в начале и в конце века. Тектонические движения и вулканизм активны на Урале, на Новой Земле, в Казахстане, в Верхоянье, на Колыме и в Южном Приохотье. К концу века в ряде регионов наблюдается уменьшение их активности.

Палеомагнитный экватор по новым данным проходил через восточную часть Русской плиты примерно по меридиану 50°. Показатели длительно существовавшего гумидного тропического климата для позднедевонской эпохи имеются на Урале и в восточной части Русской плиты. В центральную и западную части плиты гумидные условия распространялись эпизодически: в начале франского века, в бургеско-ранневоронежское время и в начале фаменского века. Аридные условия на западе плиты господствовали в конце саргаевского (шелонское), в конце воронежского и евлановско-ливенское время и в большей части фаменского века. Они отмечены сульфато-соленаккумуляцией и отложением красноцветов с доломитом. Во второй половине франского века на севере плиты красноцветы со следами усыхания распространялись от Прибалтики до Тимана. В Сибири признаки гумидности климата отмечаются только в Кузбассе. Для Казахстанской — Северо-Тяньшаньской суши и Ангарского континента были характерны аридные условия.

Биогеография франского века не изменилась, но связи бассейнов продолжали расширяться. Увеличилось количество полипровинциальных родов и видов фауны за счет эндемичных форм. Различия зоо-, а также фитогеографических областей и провинций значительно сгладились. Различие флоры свелось к количественному соотношению родов и видов.

На Русской плите в позднем девоне по-прежнему четко обозначались два морских бассейна — западный и восточный, охватывавший также и западный склон Урала. Особенности истории развития восточного бассейна были обусловлены большей интенсивностью колебательных движений, опусканиями, приводившими к возникновению глубоководных впадин, не компенсированных осадконакоплением и поднятиями, неоднократно приводившими к региональному осушению, возникновению возвышенных равнин с расчлененной речной сетью, с уча-

стками угленакопления, а также к локальным поднятиям и глубоким размывам [55; 149]. О регрессиях моря на востоке плиты свидетельствуют также эрозионные долины различного возраста, выполненные глинистым материалом, которые при отступании моря разрабатывались в тектонических прогибах: Печорском, Кировском, Камско-Кинельских, Улеминском, Волго-Сокском, Линевском и др.

Восточный нефтеносный бассейн отличался более резкой сменой фациальных обстановок и значительно большими, чем на западе, градиентами изменения мощностей отложений. Отмечена прямая связь этого явления и нефтегазоносности Урало-Поволжья [75, 148]. Указанные отличия, как и сходство фациального состава осадков, сближают восточную часть плиты с Западным Уралом, в пределах которого они проявлялись наиболее отчетливо. На Урале поднятия сопровождались размывами, нередко уничтожавшими все отложения девона.

В начале франского века на Западном Урале и на Русской плите располагалась равнина с речными, озерными и лагунными осадками. На Урале и на юго-востоке плиты она кратковременно заливалась морем. Кыновское море Урала трижды проникало в Поволжье. В промежутках между трансгрессиями здесь господствовали опресненные бассейны лагунного типа. На Северном Тимане появились прослои угля. В это время возникли Предтиманский и Кировский авлакогены, с которыми связаны излияния базальтов.

На плите море утвердилось с саргаевского времени — терригенные осадки сменились существенно карбонатными. В западной и северо-западной частях бассейна засолялся. В Поволжье впервые стали появляться некомпенсированные впадины доманикового типа. Черные битуминозные осадки получили наибольшее распространение в доманиковое время. На северо-востоке плиты они, по Т. И. Кушнareвой, выстлали четыре обособленных субмеридиональных прогиба, которые на юго-востоке соединялись в единый доманиковый бассейн шириной до 600 км.

Бурегское—воронежское время ознаменовалось крупными движениями, вызвавшими значительную перестройку структурного плана и палеогеографических обстановок. Возобновились поднятия Балтийского щита — на его склонах морские отложения сменились красноцветами прибрежной равнины. На юге произошли крупные поднятия Воронежской и Украинской антеклиз, охватившие и Днепровско-Донецкую впадину. Первая протянулась на юго-восток до Волги южнее Волгограда. На ней происходили излияния базальтов. По древним разломам возник Днепровско-Донецкий авлакоген. С этими движениями связан интенсивный щелочно-базальтовый и ультраосновной магматизм.

На востоке Восточно-Европейской платформы возникла система Жигулевско-Пугачевских поднятий, протянувшаяся на юго-запад в пределы западной бортовой части Прикаспия и соединившаяся с продолжением Воронежской антеклизы. Судя по глубине размывов, амплитуда поднятий измерялась сотнями метров. Севернее (Казань) в воронежское время возникла равнина, покрывшаяся лесом, на которой происходил процесс углеобразования [149]. Поднимались Башкирский, Ксенофонтовский и другие острова. В прогнутых частях территории восточных областей возникли врезанные долины, которыми в частности была обозначена осевая часть системы Камско-Кинельских прогибов, сохранявшаяся и в последующее время.

В пределах Зилаирского синклинория и Полярного Зауралья к этому времени относится начало накопления флишoidных толщ типа аспидной формации. Поднятия на Южном Урале местами привели к глубоким размывам, осушению и образованию бокситов и железных руд.

В конце франского века на востоке Восточно-Европейской платформы и на Западном Урале возобновились опускания. Исчезли некоторые острова, получили широкое распространение чистые органогенные осадки. В Камско-Кинельских долинах начали отлагаться осадки доманикового типа.

На Восточном Урале в франском веке существовало относительно глубокое море со значительными перепадами глубин, с терригенными, кремнистыми и карбонатными осадками. Обломочный материал поступал в него с гористых островов. В море и на вулканических островах происходили мощные излияния лав андезито-дацитово-липаритовой и других формаций. Отмечаются коралловые рифы. В восточном направлении, в сторону Казахстанской суши, море мелело.

В Средней Азии начало позднедевонской эпохи также характеризовалось усилением тектонической активности и перестройкой структурного плана. Море во франском веке продолжало распространяться на север и северо-восток, захватывая большую часть Северного Тянь-Шаня и хребет Каратау. Открытое море с карбонатными осадками в конце века достигало Северной части Чаткальского хребта, откуда оно, вероятно, простиралось в район молодого Сырдарьинского прогиба.

В глубоких прогибах осевой части геосинклинали отмечавшиеся ранее излияния спилит-кератофировых лав прекращаются. В некоторых областях опускания возникли поднятия. В открытом море широко распространились амфипоры и строматопоры.

В кызылкум-туркестанской части моря продолжалось поднятие островных дуг. Увеличились размеры островов и расчлененность поверхности их рельефа, резко усилился размыв. Мощность накопившихся за это время флишoidов пушневатской и таушанской свит достигла 3 км. В них появились грубообломочные осадки. В заливах и на отмелях вблизи островов происходила садка доломита. В северной и северо-восточной чаткало-нарынской части море также имело островной характер. Здесь возникали крупные отшнурованные водоемы и засоленные лагуны, в которых происходило отложение доломита, гипса, образование кристаллов каменной соли.

К северо-востоку от Среднеазиатского моря располагалась широкая аккумулятивная равнина, заполнявшаяся тюлькубашской верхней молассой — пестроцветными полимиктовыми песчаниками и конгломератами с трещинами усыхания, знаками речной ряби, глиптоморфозами по галиту. Близ Каратауского надвига мощность тюлькубашской свиты достигает 2 км. За пределами равнины располагалось высокое Киргизское нагорье, интенсивно размывавшееся. Это была наиболее высокая часть Казахстанской горной страны, которая в то время начала испытывать опускание. Продолжается расширение бессточных впадин, начинается формироваться Чулийская впадина, заполнявшаяся талдыбулакской молассой. К северо-западу от нее располагались вулканические очаги базальтовой и андезито-базальтовой лав казахстанского типа.

Аридный климат Северного и Среднего Тянь-Шаня во франском веке был выражен более отчетливо, чем в живетском. Вулканизм в пределах геосинклинали в позднем девоне резко сократился. Он сохранился в Южном Приаралье. Восточнее кое-где наблюдаются лишь маломощные прослои туффигов и туфогенных пород.

Джунгаро-Балхашское море расширилось. Оно проникло в пределы Павлодарской области, Успенского района, хребта Чингиз. На северо-западе увеличилось содержание карбонатных осадков. Мощности отложений на юге достигли 1 км. Через Тарбагатай Джунгаро-Балхашское море соединилось с восточным Обь-Зайсанским, которое

в общем мало изменилось. Карбонатные мелководные осадки с рифами высотой до 800 м отлагались только на западе в Чарской зоне. В Калбинском районе формировалась флишеидная существенно сланцевая такырская свита до 1,5 км мощностью, показанная на карте по аналогии с зилаирской и другими сходными образованиями как относительно глубоководная. Составители карт Казахстана считают ее наземной озерно-дельтовой на основании обилия в ней растительного детрита, присутствия гумусового органического вещества и др. Продолжением такырской свиты на север, по-видимому, служит мощная сланцевая инская свита Колывань-Томского района.

На Казахстанской суше области прогибания и накопления красной молассы продолжали расширяться, но обломочный материал становился мельче. Кроме Каратау, прогибы возникли в Тенизском, Джекказган-Карсакапайском и других районах. Увеличилось количество бессточных впадин с терригенными осадками и прослоями гипса. Области размыва соответственно уменьшились, рельеф их сглаживался. Наземный вулканизм сокращался, а в ряде впадин полностью прекратился. Преобладали кислые, реже средние эффузивы. Вулканизм в морских условиях продолжался в Джунгарском прогибе, в Тарбагатае. Сократился вулканизм и в Рудном Алтае.

Климат по сравнению со средним девонем почти не изменился. На Казахстанской суше он был ярко выраженным аридным, на востоке — более влажным.

В Алтае-Саянской области начало позднего девона (ойдановское время) ознаменовалось новыми поднятиями восточных территорий. Возобновились поднятия Саян, Восточной Тувы, Горной Шории, юга Кузнецкого Алатау. Открытое море покинуло Минусинские впадины, где возобновилась речная и озерная, а на севере и золотая седиментация. Море покинуло также Уймено-Лебедской прогиб и юго-восточную часть Ануйско-Чуйской впадины.

На северо-западе продолжалось погружение геосинклинального Колывань-Томского бассейна, в котором накапливались толщи относительно глубоководных глинистых осадков мощностью до 1700 м, поступавших, вероятно, со стороны поднятий, возникших на территории Западно-Сибирской низменности. Началось погружение Кузнецкой котловины, которая в начале века представляла собой прибрежную равнину с красноцветными терригенными осадками, а затем в конце раннефранского времени — морской бассейн с известково-терригенными осадками с обильной и разнообразной фауной. Область континентального осадконакопления распространилась на север в пределы Сибирской платформы. На юге возникла Усинская впадина за счет расширения Тувинской, испытывавшей наибольшее погружение.

В последующее кохайское время эрозия вновь затухала. Палеогеографические обстановки характеризовались непостоянством. В межгорных впадинах временно утверждались моря-озера с серыми и пестрыми терригенными отложениями с гипсом и терригенно-карбонатными с водорослевыми известняками. Во впадинах накопилось до 1600 м франских осадков.

На территории Кузбасса и Горного Алтая продолжалась трансгрессия моря с карбонатными осадками, которое образовало единый Салаиро-Губинский бассейн. Затем море сократилось, известняки сменились глинами. Салаир временно стал низкой сушей, на которой образовались коры выветривания. Основным источником сноса терригенного материала в Кузнецкий бассейн служили горы и возвышенности Кузнецкого Алатау.

Эффузивная деятельность в позднем девоне продолжала затухать. Наиболее интенсивным вулканизм был в Уймен-Лебедском прогибе, в котором наземные основные и средние лавы в кохайское время сменились кислыми. На юго-западе в отложениях Минусинской и Тувинской впадин известны прослои туффитов и пепловый материал.

Климат Алтае-Саянской области оставался в основном таким, каким он был в живетском веке. На западе, в Кузбассе, имеются песчаники с каолиновым цементом, представляющим собой [162] продукт размыва латеритных кор выветривания. Восточнее, в бассейне р. Барзаса, в засоленных лагунах осаждался ангидрит. Далее на восток по-прежнему преобладали субаридные условия, отмеченные садкой доломита и гипса в некоторых водоемах, карбонатностью красноцветов и другими признаками, но обильная растительность указывает на значительную увлажненность континента, связанную с наличием горной суши.

На севере Сибири начало позднего девона в некоторых районах отмечено кратковременной регрессией моря. На западе Таймыра появились битуминозные глинисто-карбонатные осадки и фауна доманикового типа с гониатитами, указывающая на углубление моря в конце ранне-франского времени. Хатангский залив получил большую связь с Таймырским морем и Среднесибирским заливом. В нем во второй половине франского века прекратилось образование сульфатов.

На Ангарском континенте в результате общих поднятий Сибирской платформы на границе среднего и позднего девона море исчезло. В Тунгусской синеклизе на месте юктинского моря вновь возникла низменность с солеными озерами и лагунами, связанными с морями Таймыра и, возможно, Западной Сибири. На суше шло образование нахозских «красноземов», распространились солончаки, в которых садка соли отмечена глиптоморфозами по ее кристаллам. В водоемах отлагались глинисто-доломитовые илы и гипсы. Последние в локальных прогибах достигали значительной мощности. Затем последовало обводнение — слияние водоемов. Красные тона осадков сменились зелеными, в них появились следы животных организмов.

Низменность Вилюйской синеклизы не сохраняла связи с морем. Она располагалась ближе к источникам сноса, не испытывала устойчивого погружения, свойственного Тунгусской синеклизе, и отличалась большей тектонической подвижностью. Здесь нет мощных пластов доломитов и гипсов; присутствует песчаный материал. Вилюйская синеклиза последующего погружения во франском веке не испытывала. Характерной ее особенностью были обильные излияния базальтовых лав.

Позднефранское (каларгонское) время характеризовалось широкой трансгрессией моря в Тунгусскую синеклизу, которой предшествовал размыв. Восстановилась широкая связь его с Таймырским морем. Прослеживается несколько фаз развития трансгрессии, в промежутках между которыми происходило засоление бассейнов — известняки сменялись доломитами с гипсом и следами каменной соли. На осушавшихся участках происходило карстообразование.

В позднем девоне началось прогибание и накопление континентальных красноцветов на юго-западе Сибирской платформы в Канско-Тасеевской впадине и даже в пределах самого Енисейского края. К позднему девону условно отнесена толща красноцветных грубозернистых и косослоистых песков и конгломератов орнотечканской свиты, имеющая мощность около 200 м, развитая в бассейне р. Киренги. Она, вероятно, представляет собой продукты речной эрозии Байкальского нагорья.

Как видно, история развития Тунгусской синеклизы и Русской плиты имеют определенные черты сходства. Сходны позднеживетская трансгрессия и постепенное фазовое нарастание франской трансгрессии, закончившейся к началу фамена. Она также прерывалась осушениями, наибольшее из которых было в предпозднефранское время. Но если на большей части Русской плиты все это происходило во влажном тропическом климате, и осушения вызывали возникновение железных руд, обильной растительности и углеобразование, то в Сибири последние сопровождались появлением карбонатных красноцветов, засолением и большей угнетенностью фауны в мелкоморье. Садка сульфатов и каменной соли, на которую указывают обильные глиптоморфозы по галиту, трещины усыхания и крайне бедная наземная растительность, все это указывает на ярко выраженный аридный климат Ангарского континента в течение всего позднего девона. Лишь в конце его на севере предполагается некоторое увлажнение.

Франская фауна северной части Сибири принадлежит Таймыро-Колымской провинции Сибирско-Канадской зоогеографической области, тесно связанной со Средиземноморской.

В геосинклиналях Северо-Востока СССР резко преобладала карбонатная седиментация. Встречаются битуминозные известняки и сланцы. По периферии воздымавшегося Омолонского массива отлагались грубокластические осадки. Море в начале века покрыло Анюйский остров и западные части Охотского и Омолонского островов. Кое-где в основании толщи (на Сетте-Дабане и в Приколымье) встречаются сульфатонесущие пестроцветные обломочные породы. Вулканическая деятельность продолжалась в Верхоянье, в области Колымо-Омолонского срединного массива и в районе р. Анюй. Кислые и средние лавы залегают ниже и выше позднефранских известняков. Возможно, что излияния их приурочены ко времени регрессий.

На юго-востоке СССР в позднедевонскую эпоху преобладали регрессии. Море отодвинулось на юго-восток. Оно покинуло Центральное Забайкалье, где относительно глубоководный Агинский бассейн сменился равниной. В верховьях Аргуни возникла горная суша, с которой на север сносился крупнообломочный материал.

Море отступило в районе Буреинского массива, воздымавшаяся суша которого значительно увеличилась в размерах.

Фациальные условия в Даурском море мало изменились. Преобладали мелководные флишоидные терригенные осадки значительной мощности. Море, вероятно, имело островной характер. Воздымавшиеся внутренние поднятия служили дополнительными источниками сноса обломочного материала. Основным источником, по-прежнему, являлись значительно эродированные гористые окраины континента. С приближением к последнему осадки местами становятся грубее. Углубление моря отмечается в Нижнем Приаргунье, где сравнительно более глинистые осадки достигают мощности 2 км, и в сторону Охотского побережья, где появляются известняки. У мыса Аян терригенные прибрежные осадки сменяются известняками и глинистыми сланцами открытого моря.

Море в районе Шантарских островов и Тугурского побережья по-прежнему оставалось глубоководным. Здесь отлагались преимущественно вулканогенно-кремнистые осадки. Вулканизм ослабевал. К позднему девону условно отнесены подводные излияния порфиров и спилитов Мойского хребта, по-видимому, приуроченные к разлому, ограничивавшему юго-восточный край континента.

Фаменский век

Фаменскому веку предшествовала значительная перестройка структурных планов, сопровождавшаяся изменениями палеогеографических обстановок на платформах в переходных областях и в некоторых геосинклиналях с вялым тектоническим режимом. Для фаменского века (прилож. 5) в отличие от франского более характерны регрессии моря. Русское море сократилось в размерах. Среднесибирский залив прекратил свое существование. На северо-востоке Якутское море значительно регрессировало и предполагавшиеся в нем острова: Хромский, Адыгейский и Черского соединились в единую сушу. Вновь образовавшиеся поднятия сохраняли низменный рельеф.

В активных геосинклиналях — на Урале, на Памире — новые поднятия, напротив, сопровождались увеличением сноса. Казахская переходная область вступила в новую фазу своего развития. Суша начала покрываться морем и распалась на несколько крупных островов. Рельеф суши значительно сгладился.

По палеоклиматическим данным, как и по новым палеомагнитным данным, экватор в фаменском веке мог проходить в меридиональном направлении вблизи Урала. Гумидный тропический пояс простирался от Западного Приуралья до моря Лаптевых, близ западного побережья которого на Таймыре в основании турне имеются феррисилические коры выветривания. К западу от него располагался постепенно расширявшийся аридный пояс, охватывавший Русскую плиту, а к востоку — аридный пояс Ангарского континента, Южного Верхоянья и Колымы.

На Русской плите фаменскому веку предшествовало поднятие, осушение или появление островов и местные глубокие размывы франских отложений [51]. В Татарии на поверхности размыва А. Р. Кинзиковым [55] и Н. Н. Форшем было установлено наличие эрозионного рельефа, находящегося в стадии зрелости, с руслами, имевшими уклоны, соединившимися как притоки и разделявшимися возвышенностями. Амплитуда рельефа в пределах одной площади достигала 70 м. Следы его имеются и в других областях.

Поднятия Балтийского континента, Белорусского, Украинского, Воронежского и других островов привели к появлению в прибрежных зонах шлейфов песчаного материала, на юге заключающего бобовины и прослой бурого железняка. Усиление размыва было кратковременным. Уже в раннем фамене режим открытого мелкого моря восстановился почти повсеместно. Лишь по периферии Балтийского континента проникновение моря стало эпизодическим. Оно прерывалось поднятиями, наиболее длительными в предчимбаевское и послебиловское время. Относительно глубокая часть моря Русской плиты находилась на юго-востоке и в погребенных долинах Камско-Кинельских прогибов, в которых с конца франского века продолжалось отложение битуминозно-кремнистых доманиковых осадков.

В течение фамена вследствие обмеления и заметных климатических изменений происходило засоление бассейна, выражающееся в смене известняков доломитами с включениями ангидрита. В северной части бассейна засоление началось в начале века. В конце его первичные доломиты без фауны распространились на восток до Волги и Камы. Они указывают на установление режима засоляющихся водоемов, типа лагун, на огромных пространствах плиты.

В Днепровско-Донецком прогибе в начале века, возможно, был глубокий бассейн, не компенсированный осадконакоплением, затем превратившийся в соленую лагуну. В прибрежной части моря отмечено

1,5 км осадков. В припятской части прогиба наряду с зонами соленакопления установлены участки относительно глубокого моря.

На Урале предфаменский перерыв не отмечен и на большей части западного склона сохранилось мелкое море. В ряде районов, как и прежде, наряду с мелководными развиты относительно глубоководные битуминозные отложения с гониатитовой фауной. Для севера характерна карбонатно-кремнистая губахинская свита, сходная с доманиковой.

Горные островные суши современной водораздельной зоны и Восточно-Уральского антиклинория начали интенсивно воздыматься. Сносившийся с них обломочный материал, слагающий зилаирскую свиту мощностью до 1 км отлагался в морских впадинах западного и восточного склонов от р. Вишеры до Мугоджар. В восточной части своего распространения эта свита имеет прибрежный характер. Прибрежные пестроцветные обломочные породы развиты также на востоке Урала в бассейне Печоры. На восточном склоне широко распространены граувакки, кремнистые, карбонатные и вулканогенные отложения различных морских глубин.

Вулканизм на платформе прекратился. На востоке Урала он несколько сократился. Покровы андезито-базальтов, андезитов и вулканы центрального типа известны в восточной части Зилаирской зоны. Базальтовые лавы и реликты вулканов имеются также в Северном Зауралье. В Тургайской впадине широко развиты покровы порфиритов.

В Средней Азии в фаменском веке продолжалось погружение Чаткало-Нарынской суши и трансгрессия моря на северо-восток до Каратауского надвига. Вместе с тем, в Среднем и Южном Тянь-Шане, на Памире и в Приарале происходило поднятие островов, площади которых значительно увеличились. Ряд островов оказался на месте раннедевонских прогибов. Образовался крупный Нуралинско-Туркестанский остров. Ферганский остров увеличился в размерах и затруднил связь Чаткальского моря с Кокшаальским. Возможно возникновение суши в южной части Гиссарского хребта. Море Кызылкумов и Среднего Тянь-Шаня оказалось отделенным от Южно-Тяньшаньского. Фаунистическая связь между ними затруднилась.

В Чаткало-Нарынском море отложились темно-серые известковые осадки до 1,7 км мощностью, которые вблизи побережья местами сменялись терригенно-карбонатными флюидными отложениями. Фауна отличалась однообразием, по-видимому, свидетельствующим о ненормальной солености воды, а также отсутствием уральских видов, присутствием эндемиков и некоторых казахстанских форм. Последнее указывает на связь рассматриваемого бассейна с Джунгаро-Балхашским, по-видимому, через район Джезказгана. Сходная фауна содержится также в морях Букантау, Султануиздага и Кокшаала.

В Южно-Тяньшаньском море преобладали карбонатные осадки — известняки, а в прибрежных заливах — доломиты. В Кызылкумо-Туркестанской островной зоне продолжалось отложение обломочных осадков пушневатой свиты. Фауна отличается большим разнообразием и отчетливо выраженной принадлежностью к Урало-Тяньшаньской биогеографической провинции. О. И. Сергунькова считает, что изоляции северного бассейна способствовало образование в конце франского — начале фаменского веков барьера, протягивавшегося от Ферганского острова через Кураминский хребет в долину Сырдарьи и Кызылкумы, в восточной части которых некоторое время существовал гипотетический Средне-Тяньшаньский остров.

Весьма существенные изменения палеогеографической обстановки в течение фамена происходили на Памире. В начале века в Дарвазе и

на Центральном Памире возникли размывавшиеся острова. В море отлагались карбонатно-терригенные осадки. В конце века это море исчезло, и почти вся территория Памира стала сушей. Лишь на севере имеются позднефаменские известняки и углистые сланцы со смешанной европейско-чаткальской фауной, не содержащей форм, свойственных Уралу. В биогеографическом отношении Памир, как указывалось, отнесен к Закавказско-Памирской провинции Средиземноморской зоогеографической области.

Киргизское нагорье в фаменском веке снизилось и отступило от побережья. Размыв его резко сократился. Продолжалось заполнение Чуилийской впадины талдыбулакской молассой, в которой появились линзы известняков с остатками фауны. Климат оставался аридным. Лишь наличие черных углистых сланцев на Северном Памире может говорить о его увлажнении.

В Центральном Казахстане палеогеографические условия в фаменском веке существенно изменились и стали сходными с турнейскими. Пронзошла некоторая перестройка структурного плана, прекратился вулканизм, несмотря на некоторое усиление движений по разломам. Этим переменам в начале века предшествовало слабое проявление складчатости, региональные поднятия и размывы, которые затем сменились опусканием обширных площадей и трансгрессией моря с юго-востока. Последнее залило обширные пространства ранее гористой и возвышенно-равнинной суши. Отложения красноцветной молассы сменились известняками мелководного бассейна.

Море имело островной характер. В краевых его частях на севере и на западе обособлялись бассейны с повышенной соленостью, которые отмечены гипсом и солью Бетпак-Далы и Кокпансорской впадины. Судя по появлению климений, это море к западу от оз. Тенгиз получило связь с Уральским. На востоке улучшилось сообщение с морем Восточного Казахстана, в котором площадь отложения такырской свиты расширилась до Талицко-Холзунского побережья. Мощности отложений сравнительно невелики, но местами достигают 1—2 км.

Возвышенная суша сохранилась к Каратау, Бетпак-Дале, на Кокчетавском массиве, в Чингиз-Тарбагатайском антиклинории. Поднятия отмечены продолжающимся накоплением красноцветных песчаников и конгломератов в межгорных впадинах. В сторону моря возвышенности обычно сменялись низменностями. Климат в Центральном Казахстане сохранял ясно выраженный аридный характер. На востоке, в Калбинской зоне, и на Алтае он, вероятно, был более влажным.

Сохранились отдельные очаги вулканизма на суше и в море. В Западном Прибалхашье, в Чу-Илийских горах, известны наземные излияния кварцевых кератофиров и вулканы центрального типа. В море Джунгарского Алатау продолжалось накопление толщ кислых и средних эффузивов мощностью до 1,5 км. Кислые эффузивы и пирокластиты известны и в северо-восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В Рудном Алтае в условиях островного моря отлагались мощные толщи кислых, средних и основных эффузивов.

В Алтае-Саянской области фаменский век отмечен новыми поднятиями суши и расчленением ее рельефа, сокращением площадей осадконакопления, регрессией моря в Горном Алтае, Кузбассе и Кольвань-Томском прогибе. В последнем относительно мелководные глинистые осадки сменились мелководно-прибрежными, в основном песчано-глинистыми, нередко грубообломочными и пестроцветными с частыми размывами, с бедной и однообразной фауной. Мощности их по-прежнему достигают 1,5 км.

В Кузнецком заливе этого моря в самом начале века имела место трансгрессия, а затем регрессия. Карбонатные осадки сменились морскими глинистыми. К началу позднего фамена к югу от Кемерово море полностью покинуло Кузнецкую котловину, в которой стали откладываться красноцветы аллювиально-озерного происхождения. На территории Салаира низменная денудационная равнина значительно расширилась на запад. В Кузбассе, как и во франском веке, распространены каолиновые цементы в песчаниках.

В Горном Алтае регрессия, по-видимому, началась раньше и, в отличие от Кузбасса, в конце века сменилась трансгрессией. Ануйско-Чуйский пролив становился узким, временами осушавшимся заливом, с преимущественно прибрежными песчано-глинистыми, а на востоке пестроцветными пролювиально-аллювиальными отложениями до 600 м мощности.

На востоке Алтае-Саянской области сокращение площадей осадконакопления сопровождалось обособлением Минусинских и Назаровской впадин; отлагались преимущественно песчано-алевритовые аллювиальные осадки с довольно обильными остатками растений. Наряду с местным выпадением гипса и целестина, отмечены прослои углей. Мощности отложений достигают 1200—1800 м. Вулканическая деятельность в фаменском веке здесь прекратилась.

На севере Сибири фаменский век характеризовался отступанием моря и расширением Анабарской, а также Североземельской суши, которая охватила северную часть Таймыра. В северо-восточной части Таймыра выветрелые поверхности франских известняков покрыты феррисиалической корой выветривания. На Западном Таймыре сохранилось относительно глубокое море с глинисто-карбонатными осадками, с обильной гониатитовой фауной. В средней части Таймыра отложения представлены более мелководными доломитами и известняками.

На Среднесибирской низменности в Норильском районе в фокинское время произошло наиболее обширное в девоне осушение, приведшее к прекращению осадконакопления почти на всей площади Тунгусской синеклизы. Лагуны с сульфатно-мергельными соленосными осадками фокинской свиты, достигшими почти полукилометровой мощности, а также карбонатные осадки люмской свиты сохранились на северо-западных ее окраинах в районе Норильска и в долине Енисея до устья Нижней Тунгуски. Лагунные условия несколько раз ненадолго нарушались вторжениями моря, отмеченными пластами известняков с морской фауной.

В Видлюйской низменности осадконакопление, по-видимому, было ограничено интенсивно прогибавшейся осевой частью Кемпендзяйской впадины, в которой пестроцветная соленосная толща имеет мощность более 900 м. В ней обнаружены споры фаменского возраста. Кемпендзяйская соленая лагуна была, вероятно, связана с морем Верхоянья. Она располагалась в пределах холмистой равнины, сложенной рыхлыми девонскими отложениями, траппами, а в долинах — силурийскими известняками.

На Северо-Востоке СССР фаменское море временами покидало бассейн р. Индигирки. На р. Колыме известно появление красноцветов. Еще далее на восток наблюдается обратная картина — трансгрессивное наложение карбонатных фаменских отложений на обломочные франские. Продолжалась интенсивная вулканическая деятельность.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

СИЛУР — РАННИЙ ДЕВОН

Рассматриваемый этап тектонического развития территории СССР (прилож. 6) имеет продолжительность около 55 млн. лет. Начало его определяется таковой орогенической фазой, отчетливо проявившейся на большей части территории СССР, а конец — существенной структурной перестройкой в предсреднедевонское время.

Внутри этого интервала имели место заключительные стадии каледонского и начальные стадии герцинского орогенеза, что значительно затрудняло составление единой карты для таких районов, как Средняя Азия, Казахстан, Алтае-Саянская область и др. Для многих районов этих областей вследствие резкого изменения границ площадей осадконакопления, формационного состава и характера тектонического режима изображенная на карте палеотектоническая обстановка является усредненной, а границы выделенных подразделений в значительной мере условны.

На платформах этому времени отвечает крупный цикл осадконакопления. Трансгрессивная часть цикла, захватывавшая главным образом силурийское время, характеризуется преимущественно морскими карбонатными формациями, а регрессивная — главным образом континентальными, терригенными и карбонатно-терригенными формациями. Возрастная граница между ними непостоянна и меняется в пределах как Восточно-Европейской, так и Сибирской платформ.

Восточно-Европейская платформа характеризовалась в общем тектонической стабильностью. Подвижность увеличивалась лишь по ее периферии: на юго-западном склоне платформы и в Тимано-Печорской области, причленившейся к ней в нижнем палеозое. Ордовикская Балтийско-Вологодская синеклиза резко сократилась и сохранялась лишь в западной прибалтийской ее части. На северо-востоке платформы в силуре возник Тимано-Печорский прогиб, в котором происходило накопление карбонатно-терригенной и гипсоносной формаций.

Прогиб юго-западного склона платформы увеличился и расширился. На нем, как и в осевой части Балтийской синеклизы, накопилась километровая толща осадков, в силуре в основном карбонатных, в девоне — терригенных красноцветных. В раннем девоне усилились поднятия Балтийского щита и Белорусского свода. На востоке небольшие поднятия произошли на Тимане. Обособившиеся с раннего палеозоя Украинско-Воронежское и Волго-Камское поднятия проявляли себя чрезвычайно слабо. Современные контуры Донецкого авлакогена, возможно, наместились лишь в позднем девоне.

На Сибирской платформе продолжалось устойчивое прогибание Тунгусской синеклизы, тесно связанной с Таймырским прогибом. Поднятие, располагавшееся ранее в средней части бассейна Нижней Тунгуски, стало областью погружения. Началось обособление юго-восточной вилюйской части синеклизы, а на юге — Катангской впадины, простиравшейся на юг через Ангарский прогиб до Канско-Тасеевского прогиба. Катангская впадина закончила свое существование к началу позднего силура.

Наибольшее прогибание имело место на северо-западе в Норильском районе, где накопилось до 870 м осадков. На юге мощности отложений измеряются первыми сотнями метров. Прибайкальский и Присаяно-Енисейский краевые прогибы платформы, фиксировавшиеся в ордовике, исчезли.

Тектонические движения в рассматриваемое время на Сибирской платформе проявлялись слабо. Вулканизм отсутствовал. Байкало-Ста-

новая эпиплатформенная орогенная область характеризуется постепенно нарастающими поднятиями и интрузиями граносиенитов.

Турано-Скифская геосинклиналь, включившая Крымско-Кавказскую, испытывала интенсивное прогибание. На западе в пределах Южной Молдавии формировались мощные толщи терригенной флишоидной формации, относящейся, вероятно, к верхам силура — низам девона. На Северном Кавказе установлены карбонатно-терригенная формация силура и аспидная формация нижнего девона. Судя по наличию в этих отложениях горизонтов туфов и конгломератов, здесь временами происходили небольшие внутригеосинклинальные поднятия. В Закавказье на месте существовавшего ранее поднятия предполагается заложение геосинклинального прогиба.

На Урале резко обособленные эвгеосинклинальная и западная миогеосинклинальная части по-прежнему разделялись глубинными разломами с интрузиями гипербазитов, габбро и гранитоидов. Выделились Западно-Уральская зона, частично включавшая Предуральский прогиб, в которой преобладало прогибание (до 2 км) и развивалась карбонатная формация, и Центрально-Уральская зона, охватывавшая Уралтау и восточную часть западного склона Урала. Это была область отрицательных поднятий, развития вулканогенных, а в прогибах — кремнисто-карбонатно-терригенных формаций. Поднятия Уралтау измерялись первыми сотнями метров.

Структурно-фациальные зоны эвгеосинклинали, интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали также разобщены интрузиями гипербазитов. Отрицательные структуры характеризуются вулканогенными, а положительные — карбонатно-терригенными формациями. Интрузивная деятельность вдоль западной окраины эвгеосинклинали значительно усилилась.

Тянь-Шаньская геосинклиналь в рассматриваемое время, по-видимому, непосредственно соединялась с Турано-Скифской и Уральской, но характер развития обширной зоны сочленения этих геосинклинал остается неясным.

В конце ордовика — начале силура в пределах Северного и Среднего Тянь-Шаня в результате замыкания каледонской геосинклинали, возникло обширное поднятие, в пределах которого господствовал континентальный режим. В раннем девоне на юге этого поднятия возникли наложенные прогибы, в которых происходило интенсивное формирование осадочно-вулканогенных толщ.

Одновременно с развитием Северо-Тяньшаньского поднятия в западной части Южного Тянь-Шаня имели место интенсивные погружения. Наиболее интенсивными они были в осевой части геосинклинали, в пределах современных хребтов Нуратау и Туркестанского, где в раннем силуре накапливались мощные терригенные флишоидные толщи. Позднее в этот процесс была вовлечена и восточная часть Тянь-Шаньской геосинклинали.

К концу раннего силура на месте прогибов осевой части геосинклинали возникают первые складчатые поднятия, обозначившиеся цепью островов. В Южной Фергане образовались узкие антиклинальные складки, обусловившие чрезвычайно высокую степень дифференциации девонского осадконакопления в этом районе.

Области наибольшего прогибания в позднем силуре и раннем девоне сместились к периферии Южного Тянь-Шаня, где накапливались известняковые, доломитовые и карбонатно-терригенные формации.

В Тянь-Шаньской геосинклинали существовали крупные разрывные нарушения, определявшие границы отдельных структурно-фациальных зон. От устойчивых поднятий, ограничивающих геосинклинальную об-

ласть Южного Тянь-Шаня на юге, она была отделена Бухаро-Гиссарским разломом, а на севере — Чаткало-Нарынским разломом. Долгоживущие зоны разрывов существовали также вдоль осевого поднятия. Джунгаро-Балхашская остаточная геосинклиналь, возникшая на месте геоантиклинальной части ордовикской Казахской геосинклинали, характеризуется накоплением граувакковой и, частично, карбонатно-терригенной формаций. В силуре осадконакопление захватывало большие площади, значительно сократившиеся к началу девона. В раннем девоне, однако, в результате усиления дифференциации движений произошло некоторое расширение областей прогибания. Вулканогенные формации имели подчиненное развитие. Отдельные структурно-фациальные зоны в пределах геосинклинали разделялись разломами.

Обь-Зайсанская геосинклиналь в силуре и раннем девоне геологически документирована лишь в южной ее части. Судя по разрезам, в Чарском районе на месте западной части срединного массива, захватывавшего в ордовике обширные пространства Калбы, Рудного и Южного Алтая, с лудловского века закладывался геосинклинальный прогиб и происходило накопление известняковой и кремнисто-терригенной формаций. Эта геосинклиналь прослеживается по геофизическим материалам и отдельным скважинам, пробуренным вдоль Оби, на север примерно до р. Пур. На широте Новосибирска находился срединный массив, разделявший ее на две ветви.

К системе Обь-Зайсанской геосинклинали отнесена западная часть Алтае-Саянской области, включающая западную часть Алтая до р. Катунь и Салаир. Миогеосинклинальный характер этой территории унаследован с ордовика. На карте изображена палеотектоническая обстановка, относящаяся главным образом к раннедевонскому времени, когда в результате широко проявившихся орогенических движений сформировалась обширная область суши, объединившая разобщенные ранее поднятия на территории Рудного и Южного Алтая, в Талицкой и Теректинской зонах.

Монголо-Охотская геосинклиналь в юго-восточной части территории СССР возникла в силуре, когда в бассейне р. Зеи и верховьев Амура появились миогеосинклинальные прогибы, выполненные флишoidalными отложениями мощностью свыше 3 км. В раннем девоне возобновившиеся опускания распространились вдоль юго-восточного склона Байкало-Станового орогена до бассейнов рек Шилки и Онона, где отлагались соответственно аспидная и граувакковая формации мощностью до 1 км. В Ачинском районе развита также рифовая известняковая формация. Буреинский срединный массив уменьшился в размерах. В его западной части присутствуют отложения андезитовой (порфиритовой) формации.

Сихотэ-Алиньская геосинклиналь имела эвгеосинклинальный характер. В ней отлагались кремнистая, флишoidalная и вулканогенно-кремнистая формации. Последние формировались также и на Шантарских островах, находившихся на стыке описываемой и Монголо-Охотской геосинклиналей.

Ануйско-Чукотская и Камчатско-Корякская геосинклинали охарактеризованы очень слабо. В них известны мощные карбонатная, карбонатно-терригенная, флишoidalная и вулканогенно-кремнистая формации.

На Северо-Востоке СССР в позднем силуре в результате поднятий Колымо-Омолонского и других срединных массивов произошло обособление Верхоянской, Яно-Колымской и Ануйско-Чукотской геосинклиналей, которые в дальнейшем продолжали развиваться самостоятельно. Верхоянская и Яно-Колымская геосинклинали, как и Таймыр, рассматриваются нами в качестве геосинклиналей с вялым тектоническим режи-

мом, в которых отлагались преимущественно известняковая и терригенно-карбонатная формации от 0,5 до 2 км мощностью. Наибольшие опускания, свыше 3 км, приурочены к Моно-Полоусненскому прогибу геосинклинального типа, огибавшему Колымский срединный массив.

Известняковая формация ордовика в раннем силуре сменилась терригенно-карбонатной с граптолитовыми сланцами, а затем карбонатной. В раннем девоне в прогибе близ Столбовского поднятия на этом массиве появляется моласса до полукилометра мощностью с грубообломочным материалом и базальт-андезитовая (порфириновая) вулканогенная формация, а в бассейне Омолона — наземная липаритовая (порфириновая) формация. Все это указывает на активизацию тектонического режима.

Большая часть территории Казахской ордовикской геосинклинали в силурийское и раннедевонское время перешла в стадию орогенного развития. Этот процесс, начавшийся на рубеже ордовика и силура в периферийных частях геосинклинали, с течением времени распространился и на внутренние ее районы. К концу раннего девона геосинклинальный режим сохранился лишь в Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоне. Примерно на границе силура и девона, хотя и не везде одновременно, произошла существенная структурная перестройка, сопровождавшаяся резкими изменениями в распределении суши и моря и в характере осадконакопления. На составленной палеотектонической карте отражен преимущественно раннедевонский этап развития.

К началу силура на западе Казахстана сформировались каледонские складчатые системы — Бетпақдала-Чуилийская и Улутау-Каратауская, спаявшие воедино Кокчетавский и Улутауский массивы. На востоке поднятия распространились на значительную часть Чингиз-Тарбагатайской зоны. На поверхность были выведены докембрийские метаморфические толщи, нижнепалеозойские отложения и каледонские интрузии.

В прогибах формировалась красноцветная моласса мощностью до 4—5 км, порфириновая и андезитовая формации. Последние образовали протяженный вулканический пояс, ограничивавший Балхашскую геосинклинали. Основной вулканизм проявлялся главным образом в силуре и начале раннего девона, а кислый — в конце раннего и в среднем девоне. Большую роль в развитии Казахской складчатой области играли разрывные нарушения. Наиболее крупные из них — протяженные краевые швы, отделявшие Казахский ороген от сопредельных герцинских геосинклиналей, и разломы, ограничивавшие орогенные прогибы и Джунгаро-Балхашскую геосинклинали.

После каледонской складчатости сформировалась Западно-Сибирская область переходного режима, в которую вошли древние Тобольско-Карская переходная область и северная часть Казахской геосинклинали.

В восточной части Алтае-Саянской складчатой области геологическая история в силуре и в раннем девоне была настолько различна, что в Атласе пришлось дать для силура специальную карту-врезку. Основная карта отражает палеотектонические условия раннего девона.

В силуре на территории Западного Саяна существовал протяженный геосинклинальный прогиб, соединявшийся на западе с Алтайской геосинклиной. В раннесилурийское время здесь формировались мощные (до 4 км) карбонатно-терригенные толщи флишовой формации. На рубеже раннего и позднего силура эти толщи были интенсивно дислоцированы. Верхнесилурийские отложения также имеют большую мощность (3—4 км), но по типу близки к морской песчано-глинистой молассе. В Тувинском прогибе, отделенном от Западно-Саянского гео-

антиклинальной перемычкой, осадконакопление происходило непрерывно и характеризовалось образованием в раннем силуре карбонатно-терригенной формации, а в позднем — красноцветной, песчано-глинистой.

В конце силура произошло замыкание Западно-Саянского и Тувинского прогибов, сопровождавшееся образованием крутых брахиформных складок. Угловые несогласия отсутствуют лишь на крайнем юге Тувы, где непрерывный процесс осадконакопления продолжался и в девоне. Остальные районы восточной части Алтае-Саянской области испытывали в силуре орогенные поднятия.

В раннем девоне произошли опускания отдельных блоков, в результате которых сформировались межгорные впадины — Тувинская, Минусинские и др. Интенсивное осадконакопление в этих впадинах с некоторыми перерывами продолжалось до мезозоя включительно. В ограничивавших впадины поднятиях Западных и Восточных Саян, Кузнецкого Алатау и других возникли грабеновые зоны, которые характеризуются, однако, резко сокращенными разрезами. Заложение впадин сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. Мощность накопившихся толщ андезито-базальтовой формации нижнего девона местами достигает 4—5 км. В периоды относительного тектонического покоя на всей территории в разное время накапливались довольно мощные толщи песчано-глинистых моласс.

На севере Сибири перестройки структурного плана на границе ордовика и силура не было. Таймырский прогиб погружался несколько менее интенсивно, чем в ордовике. В силуре наряду с карбонатной формацией распространена глинистая формация с граптолитовыми сланцами.

Развивавшийся прогиб на месте островов Северной Земли, связанный с восточным продолжением каледонской геосинклинали, в ордовике рассматривался как геосинклинальный. В раннем девоне в связи с замыканием этой геосинклинали прогиб условно отнесен к орогенной области. В нем вслед за известняковой и гипсоносной карбонатной формациями силура в раннем девоне появились красноцветные терригенные отложения. Общая мощность осадков превышала 2—3 км.

Полезными ископаемыми силур и нижний девон сравнительно небогаты. Из осадочных полезных ископаемых отметим медистые песчаники нижнего девона Приднестровья, гипс колдинской—зубовской свит Тунгусской синеклизы.

СРЕДНИЙ — ПОЗДНИЙ ДЕВОН

Средний — поздний девон (прилож. 7) отвечает тектоно-магматическому циклу длительностью 25—30 млн. лет. Нижняя граница этого цикла проводится более или менее отчетливо, тогда как верхняя является расплывчатой и проводится условно. В некоторых геосинклиналях и на Русской плите геотектонический цикл охватывает также турнейский век, а в Алтае-Саянской области включает ранний девон. В Казахской области переходного режима он заканчивается франским веком, а с фаменского начинается новый этап развития.

Относящийся к началу герцинского мегацикла рассматриваемый этап характеризуется длительным периодом нарастающих погружений, продолжавшихся от эйфельского до начала фаменского века. Обычно он заканчивается кратковременными фаменскими, а местами турнейскими поднятиями. За это время в герцинских геосинклиналях накопилось несколько километров осадков. Заметно увеличилось погружение на Южном Урале, в Тянь-Шане, в Обь-Зайсанской геосинклинали.

В активных герцинских геосинклиналях — на Урале, в Южном Тянь-Шане, Рудном Алтае и в восточной части Монголо-Охотской области отчетливо различаются начальные формации герцинского мегацикла: морская обломочно-карбонатная — во внешних зонах и кератофир-спилит-диабазовая — во внутренних эвгеосинклинальных зонах. Также весьма активно проявляла себя Кавказская геосинклиналь. В областях с вялым геосинклинальным режимом, таких, как Таймыр, Верхоянье, Колымо-Омолонский и другие срединные массивы, отлагались карбонатные и морские карбонатно-терригенные формации, мощности которых измерялись сотнями метров и обычно не превышали 1 км. Вулканы в них отсутствуют или очень редки.

Каледонские орогены находились в стадии заключительных поднятий и блокового горообразования. В отличие от предшествовавшего этапа они рассматриваются в целом как области, переходные от орогенов к платформам, хотя в начале этапа, несомненно, были ближе к первым. Алтае-Саянская область к концу девона закончила свое развитие и причленилась к Сибирской платформе.

Восточная ветвь Грампианского орогена, вероятно, простиравшаяся в северо-восточном направлении к северо-западу от Новой Земли, судя по наличию молассы, на северо-западе Новой Земли продолжала существовать до конца среднего — начала позднего девона [19]. Заключительный этап ее развития сопровождался проявлением основного вулканизма, связанного с разломом, обособившим Новоземельский прогиб от орогена. Последний, по-видимому, причленился к платформе, располагавшейся на севере Баренцева моря.

Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань до позднего палеозоя сохраняли переходный режим от орогена к платформе. На это указывает образование в них моласс и вулканогенных толщ, связанных с разломами.

Как в геосинклиналях и переходных областях, так и на платформах в рассматриваемом этапе происходило увеличение их тектонической дифференциации — обособление зон относительных опусканий и поднятий, увеличение их амплитуды.

Границы геосинклиналей по сравнению с предшествующим этапом несколько изменились. Сузилась эвгеосинклиналь Урала. Сократилась Джунгаро-Балхашская геосинклиналь. Значительно сократилась геосинклиналь в пределах Алтая и Салаира. Заметно изменились очертания поднятий и прогибов в геосинклиналях. На месте ряда краевых и внутригеосинклинальных поднятий возникли глубокие прогибы. В восточной зоне Южного и Среднего Урала на месте поднятия возник крупный Тобольский прогиб. Мощные вулканы местами появились в зоне Уралтау. Прогибание захватило Рудный и частично Горный Алтай, где в Анойско-Чуйской впадине на месте поднятия накопилось свыше 7 км осадков.

На Восточно-Европейской платформе тектонический режим существенно изменился. В эйфеле начались тектонические движения, приведшие к созданию в периферийных ее частях, примыкавших к активным геосинклиналям, сравнительно расчлененного тектонического рельефа и к началу осадконакопления в его пониженных частях. Особенно интенсивен этот процесс был на востоке, где зародились и в течение девона развивались крупные своды: Жигулевско-Пугачевский, Ульяновско-Котельничский, Татарский, Башкирский, Оренбургский и впадины Печерская, Бузулукская, Верхнекамская и др.

Эти структуры в процессе их развития осложнялись структурами более высоких порядков: валами, депрессиями и локальными поднятиями. Образование их было сосредоточено в восточной и юго-восточ-

ной частях плиты, там, где впоследствии возникли месторождения Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных областей.

Несколько позднее в центре платформы возродилась пологая Московская синеклиза. На западе развивались Польско-Литовская и Львовская впадины, связанные с геосинклиналями юго-западного обрамления платформы и разделявший их Белорусский свод. Возникли разломы меридионального уральского, а затем северо-западного турано-скифского направления и началось перемещение по ним отдельных блоков с образованием грабенообразных прогибов типа авлакогенов: Донецкого, протянувшегося на северо-запад до Припяти и разделившего Украинское и Воронежское поднятия, Нижневолжского, Кировского и Печорского. Все они оказывали существенное влияние на осадконакопление. Мощности накопившихся в них девонских отложений достигают 3,5 км, а в Днепровско-Донецкой впадине, по геофизическим данным, 5 км.

С позднеэффельского времени Русская плита начала испытывать общее погружение, которое также развивалось от периферии к центру, главным образом со стороны Уральской и Турано-Скифской геосинклиналей. Гораздо меньшим оно было на юго-западе близ развивавшейся геосинклинальной области Центральной Европы.

В среднем и позднем девоне проявлялся эффузивный и интрузивный магматизм. Трахибазальтовая формация развита на Северном Тимане, в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине. Сходные образования встречаются в Киров-Сергиевском прогибе и на Воронежском своде. Они имеют локальное распространение и обычно приурочены к прогибам, связанным с разломами. В области Балтийского щита на Хибинском и Ловозерском массивах развита формация центральных интрузий нефелиновых сиенитов, связанных с наземными лавами, щелочно-базальтового или трахибазальтового состава.

Сибирская платформа, примыкавшая на севере и востоке к геосинклиналям с вялым тектоническим режимом, на границе каледонского и герцинского мегациклов претерпела не столь большие структурные преобразования.

Наиболее заметное влияние на изменение структурного плана оказали глыбовые поднятия Алтае-Саянского и Байкало-Патомского орогенов, а также, по-видимому, приенисейской части Западно-Сибирской тектонической области. Поднятия эти, развивавшиеся циклично, распространялись на южную и юго-западную части платформы, где сформировалась крупная Ангаро-Ленская антеклиза.

К концу раннего девона площадь осадконакопления по сравнению с силуром намного сократилась. Но на границе систем поднятия были невелики. В среднем девоне крупные движения по разломам привели к образованию на продолжении Байкало-Патомского орогена Вилюйской синеклизы с ее обильным трапловым вулканизмом, с соленосной и красноцветной формациями мощностью до 1 км. Разломы разделяли ее на две впадины — Ыгыаттанскую и Кемпендяйскую. По западному краю Байкало-Патомского орогена в бассейне Киренги, по-видимому, в девоне возник предгорный прогиб, в котором отложились сотни метров грубообломочной красноцветной молассы. К северо-востоку от Алтае-Саянского орогена в среднем девоне возникла Канско-Тасеевская впадина.

Северо-западная часть платформы продолжала прогибаться. Наиболее погруженным стал Приенисейский район. В Норильском прогибе в девоне накопилось до 1,5 км отложений пестроцветной терригенной, гипсоносной и карбонатной формаций. В процессе дифференциальных погружений могли возникать локальные структуры. Происходили дви-

жения по разломам северо-западного простирания, протягивавшимся с территории Западно-Сибирской низменности.

Для геосинклинали Урала средне- и позднедевонская эпохи являлись временем завершения начальной стадии развития геосинклинального цикла. Передовые прогибы на этих стадиях обычно не возникали. Не существовало их и раньше, поскольку на Урале законченный геосинклинальный каледонский цикл не проявлялся. Поэтому западная граница геосинклинали на карте проведена по границе складчатости в палеозое. Выделяются западная миогеосинклинальная и восточная эвгеосинклинальная зоны, граница между которыми проводится по глубинному Урало-Сакмарскому разлому. Начиная с силура геосинклиналь расчленилась на ряд резких линейно-вытянутых поднятий и прогибов, разграниченных глубинными разломами. Эти разломы определили широкое распространение интрузий гипербазитовых формаций — хромитоносной габбро-перидотитовой и платиноносной дунит-перидотит-габбровой, имеющих силурийско-девонский и раннекаменноугольный возраст. Они указывают на фемический тип герцинской геосинклинали.

В пределах миогеосинклинали авторы карт выделили три структурно-фациальные зоны (с запада на восток): Бельско-Чусовскую, представленную обломочно-карбонатной платформенной формацией, Зилаирскую, для которой характерна аспидная формация — карбонатно-терригенная (сланцевая) и карбонатно-кремнистая, выполняющая синклизорные структуры, и Уралтаускую зону девонских поднятий, где осадконакопления не происходило.

В эвгеосинклинали восточного склона выделено пять структурно-формационных зон: Тагило-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Алапаевско-Варненский прогиб, Тобольское поднятие и Кустанайский прогиб. В наиболее глубоком Тагило-Магнитогорском прогибе мощности отложений достигают 4 км, к востоку они убывают и в зонах поднятий не превышают сотен метров.

В эвгеосинклинали Урала весьма активной была подводная вулканическая деятельность трещинного и центрального типов. Преобладают вулканы, формации которых весьма разнообразны: диабаз-альбитофирная, кератофир-спилит-диабазовая, андезит-базальтовая, андезит-дацитовая и др. Из осадочных формаций большое распространение имеют яшмовая и фтанитовая, также связанные с подводным вулканизмом. Формации рифовая и аспидная восточной зоны Кустанайского прогиба напоминают в миниатюре западную миогеосинклинальную зону. Пояс интрузий в девонское время мигрировал и располагался к востоку от силурийского. Уральская эвгеосинклиналь простиралась на восток до устья Надыма и Тобольска, где проходила Восточно-Уральская зона разломов.

Геосинклиналь Южного Тянь-Шаня продолжала прогибаться. Позднекаледонские поднятия лишь местами вызвали перерывы в осадконакоплении. В ней преобладали карбонатные формации. В восточной наиболее прогнутой ее части они достигали 3 км мощности. В ее пределах различаются прогибы: северо-восточный Букантау-Кокшаальский и юго-западные Кульджуктау-Гиссарский и Памирский. Их по-прежнему разделяла Кызылкумо-Туркестанская геоантиклинальная зона. Амплитуда поднятий этой зоны увеличилась. С поднятиями связаны мощные флишвидные накопления джидалинской, пушневатской свит и их аналогов, а также доломитовая формация.

Букантау-Кокшаальская ветвь геосинклинали представляла собой серию узких прогибов, амплитуда которых увеличивалась к востоку. В них широко распространены вулканогенная кератофир-спилит-диабазовая, сопровождающаяся мелкими интрузиями гипербазитов, и крем-

нисто-карбонатная формации. Эта ветвь и Кызылкумо-Туркестанская зона составляют эвгеосинклиналь. Кульджуктау-Гиссарская зона и Памир, прогибавшиеся менее сильно, выполнены карбонатной и терригенно-карбонатной формациями и почти лишены вулканизма, рассматриваются как миогеосинклиналь.

Геосинклинальные прогибы постепенно захватывали Средний Тянь-Шань, который с этого времени проявлял себя как вялая геосинклиналь. В ее пределах возобновились движения по разломам. С ними связано образование Кураминской наложенной геосинклинали с ее наземной липарит-дацитовая формацией раннедевонского — эйфельского возраста.

Чаткало-Нарынская зона, ограничивавшая с юго-запада область каледонид, развивалась как краевой геосинклинальный прогиб, заполнявшийся в живетском и франском веках мощной красноцветной толщей обломочных осадков до 2,5 км мощности, а в фаменском веке — карбонатными отложениями.

Джунгаро-Балхашская геосинклиналь несколько сократилась в размерах. Новые разломы дали ей более четкое ограничение. Состав осадочных формаций отличается разнообразием. Преобладает морская песчано-глинистая, имеются доломитовая, граувакковая, терригенная флишондная и даже молассовая формации. Вулканизм был активен только по периферии геосинклинального морского бассейна. Он представлен андезитовой и липарит-дацитовая формациями как морского, так и наземного происхождения. На юго-востоке, в зоне наибольшего погружения, присутствуют кератофир-спилит-диабазовая и вулканогенно-кремнистая формации. В фаменском веке увеличивается прогибание средних частей геосинклинали, появляются карбонатно-терригенная и карбонатная формации, а в Джунгарском Алатау — кремнистая формация. Магматизм краевых частей прогиба затухал, но в осевой его части, в северо-восточном Прибалхашье, и в Джунгарском Алатау возник вновь.

Обь-Зайсанская молодая геосинклиналь в южной алтайской части претерпела резкое изменение геотектонического режима. На Рудном Алтае поднятия сменились интенсивными погружениями. От крупного массива суши сохранились лишь небольшие Талицкое и Холзунское поднятия. Рудный Алтай становится наложенным эвгеосинклинальным прогибом, выполненным кварц-кератофировой, андезитовой, флишондной и карбонатно-терригенной формациями мощностью до 6 км. Эвгеосинклиналь на юго-западе ограничивалась Иртышским разломом, за пределами которого (в Калбинской зоне) преобладали терригенные флишондные осадки и граувакки мощностью свыше 2,5 км. Севернее, уже в пределах Западно-Сибирской низменности, подобные формации миогеосинклинального характера распространялись и к востоку от указанного разлома, в сторону Барнаула и Томь-Колыванской зоны, где мощность их примерно равна 3 км.

По юго-западному борту геосинклинали, между ограничивающими ее Иртыш-Зайсанским краевым швом и Калбинским разломом, в Чарской зоне по-прежнему развиты карбонатно-терригенная и рифовая формации мощностью более 3,5 км. Северо-восточный борт геосинклинали на Алтае также фиксируется зоной разрывов.

Обь-Зайсанская геосинклиналь простиралась на север до устья р. Таза, но в пределах Западно-Сибирской низменности данных о ее строении имеется весьма мало. Можно полагать, что интенсивность ее погружения к северу уменьшалась. Западным бортом геосинклинали являлась зона Омского разлома.

В юго-восточной части СССР в Забайкалье и на Дальнем Востоке располагалась Охотская ветвь Монголо-Охотской геосинклинали и ее байкальский внешний форланд — Байкало-Становая область переходного режима, в которой девонские отложения не сохранились. Приморье находилось в области Сихотэ-Алиньской геосинклинали, данных о которой имеется очень мало. Существенной перестройки структурного плана на юго-востоке не происходило, если не считать большей дифференциации тектонических движений и некоторого разрастания прогибов, в частности, в пределах Буреинского срединного массива.

Монголо-Охотская геосинклиналь продолжала интенсивно погружаться, но в ней имелись геоантиклинальные поднятия. В западной и северо-восточной краевых частях геосинклинали, примыкающих к Ангарскому континенту, в миогеосинклинальных условиях продолжалось накопление преимущественно терригенных флишоидных отложений до 2—3 км мощностью. В наиболее мобильной Агинской зоне наряду с ними отлагалась кремнистая формация. В Приаргунье, Верхнем Приамурье и на Охотском побережье развита карбонатно-терригенная формация.

Восточная часть геосинклинали имела эвгеосинклинальный режим развития. Здесь наряду с флишоидной развита вулканогенно-кремнистая формация. На Шантарских островах происходили мощные излияния лав кератофир-диабаз-спилитовой формации. Мощность их здесь достигает 5 км. Буреинский массив, ограниченный разломами, продолжал воздыматься, за исключением восточной и отчасти северной его окраин. С действующими разломами связана наземная порфировая вулканогенно-осадочная формация.

Таймыр и Верхоянье, как и в силуре, условно отнесены к геосинклиналям с вялым тектоническим режимом. Эти области продолжали умеренно прогибаться. В них накопилось до 1 км преимущественно карбонатных и карбонатно-терригенных осадков. Таймырский прогиб оставался тесно связанным с Тунгусской синеклизой. Многими исследователями он рассматривается как платформенный прогиб.

В геосинклиналях и на срединных массивах Северо-Востока СССР интенсивность прогибания в общем несколько уменьшилась. В Сетте-Дабане мощности обычно не превышают 1 км, а в наиболее глубоком Момско-Полоусненском прогибе — 2 км. Но прогибы расширились, а размеры внутренних поднятий соответственно уменьшились. В прогибах по-прежнему преобладали карбонатная и карбонатно-терригенная формации, но наряду с ними в Сетте-Дабане в обособившейся Юдомской вялой геосинклинали по юго-западной периферии Колымо-Омолонского массива появились гипсоносные, пестроцветные и даже грубообломочные образования типа моласс. В ряде регионов в начале среднего девона отмечаются перерывы в осадконакоплении. Все это, по К. Б. Мокшанцеву и Г. С. Гусеву, указывает на начальные фазы инверсии.

Значительно увеличился эффузивный и интрузивный магматизм. Морская порфиритовая (базальт-андезитовая) формация появляется в Сетте-Дабане и в Хараулахе. На Алазейском поднятии Колымского массива мощность наземных эффузивов этой формации достигает 450 м. В восточной омолонской части массива появляется и весьма широко распространяется липаритовая формация континентального, а также морского происхождения. Мощность ее до 1,7 км. Здесь, несомненно, появляются новые разломы. Амплитуда тектонических движений резко возросла. В Олойском прогибе мощность морских вулканогенно-осадочных толщ превысила 3,5 км. Движения по разломам активизировались и в других частях срединного массива.

Эпигеосинклинальные орогены на территории СССР не выделены. Орогенический этап герцинского цикла начался значительно позднее.

К областям, переходным от орогена к платформе, отнесены Центральный Казахстан и Алтае-Саянская область, расположенные за пределами Джунгаро-Балхашской и Обь-Зайсанской геосинклиналей.

Переходная область Центрального Казахстана представляла собой систему поднятий, образующих дугу вокруг Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Прежний геотектонический план в общих чертах сохранялся до середины позднего девона, когда произошла существенная его перестройка. Отличие от раннего девона заключается в более четких границах этой области, в большей дифференциации тектонических элементов — обособлении поднятий и грабенообразных впадин, связанных со ступенчатыми разломами. Они заполнялись красноцветной молассой и вулканогенными образованиями. Мощность грубообломочных осадков достигает 2—4 км. Они близки к осадкам орогенных областей. В связи с вовлечением Среднего Тянь-Шаня в геосинклинальный прогиб размеры жесткой Казахской глыбы на юго-западе значительно сократились.

В позднем девоне Кокчетавская глыба с субплатформенным режимом отделилась широтными прогибами от массивов Улугау и Бетпак-Далы, которые значительно уменьшились в размерах. Чингиз-Тарбагатайское поднятие продолжало оставаться барьером, отделявшим Центральный Казахстан от Обь-Зайсанской геосинклинали. Вулканический пояс значительно уменьшился в размерах. В нем преобладали наземные липаритовая и дацит-андезитовая формации. Увеличилось количество интрузий. На западе Центрального Казахстана гранитные интрузии образовали пояс, протянувшийся от Западного Прибалхашья до Сарысу-Тенизского водораздела. Гранитные интрузии проявлялись в Чингизском хребте и на Кокчетавской глыбе. Усиливавшийся магматизм связан с активизацией глубинных разломов.

В фаменском веке в связи с интенсивным опусканием средней части Джунгаро-Балхашской геосинклинали области погружения расширились и молассы сменились морскими карбонатными и терригенно-карбонатными формациями до 1 км мощностью, а на западе близ побережья также и соленосной формацией. Вулканизм резко сократился. Становятся преобладающими субплатформенные условия седиментации, характерные для раннего карбона.

Северным продолжением рассматриваемой области является Казахстано-Ямальская часть Западно-Сибирской области переходного режима, отделенная разломами от Уральской и Обь-Зайсанской геосинклинали. В ней различаются Демьянская зона относительных погружений и Надымская зона поднятий.

В Северном Тянь-Шане, как и в Центральном Казахстане, продолжались поднятия. В глубоких межгорных впадинах происходило накопление красноцветной молассы и эффузивов андезитовой и липаритовой формаций общей мощностью до 2 км. В конце девона впадины слились в единую впадину северо-западного простирания. От геосинклинали Тянь-Шаня эта область отделялась Каратауской зоной разломов, являвшейся продолжением Главной линии Тянь-Шаня. С ней связано резкое изменение мощностей девонских отложений и субширотная полоса гранитных интрузий.

В Алтае-Саянской области коренная перестройка структурного плана, как известно, произошла в начале раннего девона. Во время инверсии геосинклинали были созданы основные структурные элементы — блоковые поднятия и межгорные впадины, которые сохранились и в последующее время. Конфигурация их в течение среднего и позднего де-

вона несколько изменялась, приближаясь к современной. Возникали новые поднятия и прогибы. Наиболее значительные изменения тектонического плана произошли на западе, в Горном Алтае, где области прогибания значительно расширились, а амплитуда их достигла 5—7 км. Прогибание Минусинских котловин достигло 4 км, а Тувинской — 5,5 км.

Алтае-Саянская область испытывала интенсивные колебательные, а также периодически возобновлявшиеся глыбовые движения по разломам, приводившие к частой смене формационного состава отложений. Так, в Минусинских котловинах в рассматриваемое время формации до 6 раз сменяли друг друга. Трижды отлагалась красноцветная терригенная формация, которая сменялась карбонатно-терригенной, осадочно-вулканогенной и базальт-андезитовой (порфиритовой) формациями. В Тувинской котловине выделяется также соленосная формация. В Кузнецкой впадине, представляющей собой в девоне [21] краевой межгорный прогиб геосинклинального типа, отлагались терригенно-карбонатная, осадочно-вулканогенная и красноцветная терригенная формации. На юге Горного Алтая широко распространена наземная порфирировая формация, которой заканчивается девонский вулканический цикл.

Вулканизм, чрезвычайно интенсивный в раннем девоне и эйфеле, в живетском веке затухал сперва на востоке, а затем и на западе. На востоке он представлен преимущественно наземными излияниями основного, среднего, реже кислого состава, слагающими базальт-андезитовую формацию. На западе имеются как наземные, так и морские образования, в живетском веке преимущественно кислого состава.

Продолжением рассмотренной области к северу является приенисейская часть Западно-Сибирской переходной области, которая в девоне была осложнена рядом поднятий и прогибов.

Полезные ископаемые среднего и позднего девона многочисленны и разнообразны. Среди осадочных месторождений наиболее распространены те, которые связаны с аридным климатом: каменная соль, гипс; имеются калийные соли. С гумидными условиями связаны бокситы и железные оолитовые руды Урала, бокситы Салаира. Важными ископаемыми девона являются нефть и газ.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ДЛЯ ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА

Эвгеосинклиналь Южного Тянь-Шаня характеризовалась большим разнообразием и быстрой сменой фациальных условий. Здесь существовал ряд структурно-фациальных зон. Современная ширина зон измеряется единицами километров, и поэтому на палеогеографических картах Советского Союза они не могли получить даже схематичного отражения. Эти зоны разделены надвигами и шарьяжами, что сильно затрудняет установление первоначального их местонахождения. Некоторые фациальные зоны оказались полностью перекрытыми или сохранились в виде экзотических массивов.

Восстановление общей палеогеографической картины девонского периода в сложной обстановке тектонических чешуй и покровов представляется весьма трудной задачей, которая пока не может быть решена однозначно, ибо нам неизвестны точно амплитуды, а иногда даже и направления движений тектонических пакетов. На представленных

картах принят наиболее вероятный, с точки зрения автора, вариант выжимания тектонических чешуй-покровов из зон вулканогенных прогибов-синклинориев, разделенных первыми фазами герцинской складчатости.

По-видимому, фациальные зоны в девоне имели ширину по крайней мере вдвое большую, чем сейчас.

Выделяются три основных формационных типа разрезов девонских отложений: карбонатные (полные или сравнительно полные) известняковые и известняково-доломитовые, терригенные (сокращенные) и эффузивно-осадочные.

Различаются раннедевонские и позднедевонские прогибы, разделенные зонами относительно сокращенных разрезов. С концом эйфельского — началом живетского века связана перестройка структурного плана рассматриваемой территории.

На северных склонах Туркестано-Алайского хребта четко видна симметрия в расположении различных формационных типов девонских отложений. Разрезы эффузивно-осадочных толщ, слагающие верхние тектонические чешуи, окаймляются известняковыми массивами того же возраста, далее располагаются терригенные сокращенные и, наконец, известняково-доломитовые (автохтонные) толщи. На южных склонах в основном распространены известняковые и терригенные разрезы девона.

В раннем девоне и эйфельском веке отчетливо выделяются Чаткало-Кураминская суша и омывающее ее с юга и востока Туркестано-Алайское море. Чаткало-Кураминская суша занимала, по-видимому, значительную часть территории современной Ферганской впадины. Она образовалась в результате каледонской складчатости.

В Туркестано-Алайском море намечаются узкие зоны отмелей или островных поднятий, отмеченные терригенными, нередко грубообломочными образованиями. Разделявшие их более глубокие части шельфа представлены известняками. Глубоководные зоны определяются присутствием мощных вулканогенных и вулканогенно-кремнистых толщ основного состава.

Живетский век ознаменовался тектонической инверсией, существенно изменившей палеогеографическую обстановку, Чаткало-Кураминская низменность преобразовалась в холмисто-увалистую равнину. На ней появились горы, которые были источником галечникового и гравийного материала, накапливавшегося в дельтах рек. Одна из таких дельт, вероятно, располагалась в районе нижнего течения р. Шахимардана. В районе Ферганского Каратау существовал морской залив с магниезальными осадками. В Туркестано-Алайской геосинклинали в это время началось погружение ранее относительно приподнятых зон (Каузанской, Кичикалайской, Чаткало-Кураминской) при уменьшении осадконакопления в зонах раннедевонских прогибов. Широкое распространение получают отложения мелкого моря с повышенной соленостью. Относительную изоляцию этих бассейнов обеспечили отмели и мелкие плоские острова, расположенные в зонах сокращенных разрезов среднего палеозоя.

Распределение вулканогенно-кремнистых и известковых отложений, занимающих соответственно осевые и периферийные части прогибов, наследуется от раннедевонского этапа довольно полно. Однако мощности, состав и структуры пород позволяют сделать заключение о более мелководных условиях их накопления. Батимальные области продолжали свое существование на локальных участках лишь в живетское время (среднее течение р. Исфайрама, верховья бассейна р. Аравана). В основном же батимальные области уступили место глубокому шельфу,

а к концу девона — началу карбона на их месте возникали поднятия. В периферийных частях этих прогибов на месте бывших в первой половине девона областей глубокого шельфа в живетский век — позднедевонскую эпоху продолжают накапливаться известняки. В большом количестве встречаются рифогенные известняки. В известняках верхнего девона обнаружены скопления синезеленых водорослей, которые обитают в основном на глубинах до 10 м.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ФАУНЫ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ МОРЕЙ КУЗНЕЦКОЙ КОТЛОВИНЫ

В Атлас включены три карты: для второй половины раннефранского времени — наибольшего распространения моря и отложения относительно глубоководных терригенных и известково-терригенных осадков в северо-западной части бассейна; для второй половины позднефранского времени — преобладания карбонатных осадков и появления удаленных от берега отмелей; для раннефаменского времени — широкого распространения карбонатных, в том числе водорослевых осадков, затем сменившихся терригенными.

Автор установил комплексы донной фауны, характеризующие соленость вод рассматриваемых бассейнов, степень их подвижности, аэрацию, а также плотность и состав грунта, на котором фауна существовала. Распределение этих комплексов по площади позволило установить палеогеографическую зональность бассейнов. Наибольшее число комплексов установлено для верхней части сублиторали, в которой различается две подзоны: близкая к берегу, с частым чередованием известковых и известково-терригенных осадков, и более удаленная от берега, с преобладанием разнообразных известняков. Население их чрезвычайно разнообразно. В этой зоне развивались небольшие биогермы и биостромы, сложенные в раннефранское время кораллами, а в раннефаменское — синезелеными водорослями.

На значительных расстояниях от древней береговой линии развиты отложения, образовавшиеся, несомненно, на очень небольших глубинах, что заставляет предположить существование (хотя и не постоянное) удаленных от берега отмелей. Отложения представлены биогермными и крупнодетритовыми известняками и своеобразными «органогенными брекчиями».

Население этой зоны состояло из строматопороидей и кораллов, строивших биогермы, или образывавших заросли криноидей и синезеленых водорослей. Последние были основными образователями биогермов в раннефаменское время; с ними вместе селились разнообразные брахиоподы, мшанки, гастроподы, некоторые кораллы.

Осадки относительно глубоководной зоны моря (нижняя часть шельфа) представлены тонкими глинистыми, глинисто-известковыми и тонкозернистыми известковыми илами.

В раннефранское время в начальной стадии углубления бассейна комплекс ее фауны также был разнообразен (брахиоподы, трилобиты, мелкие кораллы, криноидеи и др.). При дальнейшем углублении бассейна бентос был представлен почти исключительно остракодами.

С тонкозернистыми известковыми осадками позднефранского времени связаны одновидовые поселения *Isopoma lummatoniensis*. Преобладание одного вида указывает на не вполне благоприятные условия обитания, возможно, на ухудшение газового режима.

Во второй половине раннефранского времени на восточной и южной окраинах бассейна прослеживается полоса прибрежно-морских отложений, в которых были широко распространены комплексы *Spinat-*

rypa waterlooensis и *Rhynchospirina*. Для наиболее удаленной от берега части бассейна характерен комплекс мелких *Cyrtospirifer* и *Microspirifer*.

В начале второй половины франского века размеры бассейна заметно сократились. Прибрежно-морская зона выражена менее отчетливо; на востоке граница моря отмечается солонатоводными лагунами с характерным населением. Мелководье, населенное преимущественно брахиоподами и мшанками (комплексы *Cyrtospirifer* и *Anathyris*), было распространено, по-видимому, только в восточной части бассейна. На остальной же его площади рельеф дна был сложным — отмели, удаленные от берега, граничили с относительно глубоководной частью бассейна.

В самом начале фаменского века море несколько продвинулось на запад и на северо-восток. Для прибрежно-морской зоны этого времени характерны комплексы *Athyris* и двустворчатых моллюсков. В близкой к берегам части мелководной зоны отлагались известковые и терригенные осадки, населенные *Cyrtospirifer*, *Plicatifera praelonga*. На удаленных от берега отмелях развивались водорослевые биогермы и биостромы.

БОКСИТЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

В Атлас включены карты для времени накопления трех эйфельских бокситоносных горизонтов — субровского, козьереченского и богословского. Как известно, рудная бокситовая залежь в общем виде имеет следующий разрез: в основании — рудная брекчия и красные маркие бокситы, выше — красные немаркие яшмовидные бокситы, еще выше — пестроцветные серо-зеленые, часто слоистые бокситы. Карты отражают условия формирования лишь верхней части бокситовых залежей, начиная от красных немарких и кончая пестроцветными бокситами. Эти бокситы имеют осадочное происхождение и формировались в прибрежных частях моря. О генезисе красных марких бокситов нижней части залежей коротко будет сказано ниже.

В период формирования осадочных бокситоносных толщ рассматриваемая территория представляла собой морской бассейн, граничивший на западе с областью невысокой суши. На востоке его располагалась зона вулканизма. Еще одна неширокая вулканическая зона фиксируется на северо-западе рассматриваемой площади. В пределах моря существовали меридиональные цепочки островов. Зоны островов и суша на западе представляли собой досреднедевонские вулканические гряды, сложенные верхнелудловско-нижнедевонскими вулканогенными и карбонатными образованиями. Островами являлись чаще всего древние вулканические постройки. Суша на западе, прослеживающаяся от района г. Покровск-Уральского до р. Северной Тошемки, а также зоны островов служили источниками сноса. В прибрежной части моря вблизи суши накапливались терригенные, терригенно-карбонатные, а на отдельных участках бокситоносные осадки.

Обращает на себя внимание пространственная взаимосвязь бокситовых залежей с областями развития жерловых образований в позднелудловско-раннедевонском комплексе эффузивов. Более глубокий анализ этой взаимосвязи приводит к выводу и о генетической связи между ними. Бокситовые залежи, как видно на картах, распространены локально, причем часто на многих участках фиксируется несколько разновозрастных горизонтов бокситов. В этих случаях более молодые продуктивные толщи располагаются ближе к морю, чем более древние, и фиксируют прибрежную зону в период их накопления. В отдельные

отрезки времени в течение эйфельского века (в моменты регрессий) уже сформировавшиеся бокситовые залежи попадали в области размыва, разрушались и переотлагались. В других случаях разновозрастные горизонты составляют одну залежь, что свидетельствует о незначительном колебании здесь береговой линии в течение эйфеля. Общий процесс развития, как показывает сравнение карт, был направлен в сторону расширения суши и сокращения моря. Формирование осадочных бокситов было связано с началом трансгрессивных циклов, чередующихся с регрессивными.

Формирование бокситов началось в раннем девоне, возможно, в позднем силуре. В позднем лудлове — раннем девоне рассматриваемая территория была покрыта морем. Зоны, в пределах которых в среднем девоне располагались острова, в раннем девоне представляли собой подводные меридионально вытянутые вулканические гряды с расположенными на них цепочками вулканических аппаратов центрального типа. Верхние части вулканических построек находились над уровнем моря. Между вулканическими грядами накапливались карбонатные осадки, вблизи вулканических построек развивались рифы. Позднелудловско-раннедевонский период времени характеризовался завершающей стадией вулканизма, выразившейся в накоплении эффузивов трахибазальтовой формации и в проявлении активной фумарольной деятельности. Обогащенные окислами алюминия фумарольные воды, подобно тому, как это происходит в настоящее время на Курильских островах, выносились в море. Карбонатная среда являлась благоприятной для выпадения из растворов окислов алюминия. Осадки, обогащенные окислами алюминия, накапливались на известняках. В других условиях осаждался кремнезем и окислы железа.

В конце раннего девона произошла региональная регрессия моря. Большая часть территории превратилась в сушу. Море сохранилось лишь на отдельных участках в виде небольших заливов и полузамкнутых бассейнов. На суше начались процессы выветривания и карстообразования. В условиях гумидного климата латеритное выветривание залегающего на известняках хемогенного осадка, обогащенного окислами алюминия, привело к образованию красных марких бокситов. Для образования латеритной коры на других породах, в частности на эффузивах, было недостаточно времени, а возможно, и необходимых условий.

Со среднего девона началась трансгрессия. Но море распространилось на меньшую территорию по сравнению с началом раннего девона. Зоны раннедевонского вулканизма, а также некоторая часть прилегающей к ним области развития карбонатных нижнедевонских пород с залегающей на них корой выветривания продолжали находиться над уровнем моря и служили источниками сноса. Продукты выветривания попадали в море и отлагались в его прибрежных частях на известняках нижнего девона и частью на красных марких бокситах. Так формировалась верхняя часть продуктивной толщи западной бокситоносной полосы.

Острова в пределах моря имели небольшие размеры. В начале эйфеля размывались в основном их верхние части, представлявшие собой вулканические постройки. Вблизи них накапливались терригенные образования. Бокситовые залежи в этих районах начали формироваться позднее, когда разрушению подверглась кора выветривания, залегающая на известняках. Так формировался козьерецкенский горизонт бокситов на Петровском, Первом Юртищенском месторождениях, в районе Калью-Чакурских рудопроявлений и др. Формирование более молодых горизонтов бокситов связано с последующими локальными небольшими

регрессиями и трансгрессиями в течение эйфеля. Эти бокситоносные горизонты накапливались не только за счет переотложения досреднедевонской коры выветривания, но и за счет переотложения уже сформировавшихся нижеэйфельских бокситовых горизонтов.

Анализ карт позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Первоисточником алюминия были фумарольные воды, связанные с завершающей стадией досреднедевонского вулканизма.

2. Кора выветривания развивалась не на эффузивах, как это принято считать, а на обогащенном окислами алюминия осадке, залегающем на известняках. Этот осадок был полностью переработан в красный марки боксит. Наличием такого осадка и отличается процесс образования геосинклинальных бокситов от платформенных, где обычно образование бокситоносных толщ связано с корами выветривания на эффузивах и процесс формирования кор очень длительный.

3. Бокситовые залежи разновозрастны и представлены разными генетическими типами. Нижняя часть залежей (подрудная брекчия и красные марки бокситы) представляют собой латеритную кору выветривания. Разрез этой коры не типичен, так как она образовалась по уже сильно обогащенному окислами алюминия осадку, который был полностью переработан в боксит. Верхняя часть залежи (красные немарки, яшмовидные и пестроцветные бокситы) формировалась в прибрежных условиях за счет переотложения латеритной коры и частью уже сформировавшихся осадочных бокситов.

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ В ДЕВОНСКОМ ПЕРИОДЕ

В пределах Днепровско-Донецкой впадины девонские отложения приурочены к сложному Припятско-Донецкому грабену, занимающему осевую часть впадины.

Согласно данным бурения, известно четыре разновидности разреза девонских отложений: соленосно-терригенный, включающий одну-две, а возможно, и более толщ каменной соли среди терригенно-карбонатных образований; эффузивно-терригенный с одной-тремя генерациями эффузивов; эффузивно-соленосный и терригенно-карбонатный. В пределах Днепровского грабена в отличие от Припятского на сейсмических региональных профилях наблюдается преимущественно обратная форма рельефа кровли и подошвы нижней части осадочного чехла. Эта закономерность в сочетании с данными расчетных гравиметровых профилей и немногочисленными материалами бурения использована для составления карты изопахит девонских отложений.

Мощность девонских отложений определялась способом наращивания разреза сверху от известного по результатам бурения до фундамента. Учитывались также данные разрывной тектоники и соляного диапиризма. Следует отметить, что мощности девона в ряде мест могут быть завышены за счет включения в его состав более древних осадков (рифей и др.), наличие которых местами не исключено, а также турнейских. Однако эти искажения невелики. Изопахиты проведены через 1 км. На карте показаны линии скачкообразного изменения мощности, наблюдаемого на сейсмических и расчетных гравиметровых профилях. Окна размыва девона установлены бурением на древних визейских выступах фундамента (Кошелевский и др.).

Минимальные мощности отложений девона (до 1 км) приурочены к поперечным выступам фундамента, вдающимся в пределы грабена со стороны его бортов (Брагинский, Белоцерковский, Павлоградский, Харьковский). В девонских впадинах цепочкой расположены участки

резкого увеличения мощности отложений, которые отвечают соляным диапирам высотой от 5 до 11 км, а возможно, и более. Наибольшее их количество сосредоточено в юго-восточной части грабена в пределах Чутовской и Павловской впадин.

Мощности девона в юго-восточном направлении увеличиваются всего лишь на 1—2 км. Следовательно, в предкаменноугольное время общий уклон Днепровско-Донецкой впадины на юго-восток еще не был столь резко выражен.

Плавное свойственное Припятскому грабену изменение мощностей наблюдается на западе до Черниговско-Брагинского выступа и на востоке в пределах территории Донбасса. В средней основной части грабена изопакиты дают очень сложный рисунок. Такой характер изменения мощностей в значительной степени определяется интенсивностью соляной тектоники, а также другими факторами.

На карте соленосности Днепровско-Донецкой впадины, составленной с учетом карт физических полей, сделана попытка изобразить изменение мощностей соленосных компонентов в разрезе девона при помощи диагональных полос. Ширина полос на карте выражает определенный диапазон изменения мощностей каменной соли, а цвет — ее стратиграфическое положение в разрезе.

Спокойное поведение изопакит в пределах Припятского грабена объясняется отсутствием проявлений соляной тектоники. В пределах Черниговско-Брагинского выступа в отличие от Припятского грабена пласты соли маломощны. Они часто замещаются фациально эффузивно-терригенными породами и в различных комбинациях чередуются с ними. Соль приурочена преимущественно к пониженным частям рельефа фундамента, тогда как выступы перекрыты терригенно-карбонатными или эффузивно-терригенными образованиями.

Далее на восток в пределах Днепровского грабена соленосно-терригенный тип разреза снова получает широкое распространение. В отличие от Припятского грабена доминирует в разрезе «нижняя» (ливенская) соль, которая принимает активное участие в соляной тектонике. «Верхняя» соль известна пока лишь в пределах отдельных депрессий, мощность ее не превышает 200 м.

В южной краевой части Днепровского грабена «нижняя» соль вскрыта рядом скважин. Во всех случаях она залегает под задонско-елецкими терригенными образованиями (колайдинская свита). Учитывая, что здесь мощность девона на отдельных участках достигает 4—5 км, трудно предположить, чтобы в разрезе была развита одна толща соли, скорее всего здесь появляется еще более древняя соль.

Днепровский грабен отличается от Припятского помимо различия в возрасте солей ограниченностью участков с пластовым залеганием соли. Здесь широко развиты различные по форме соляные тела, нередко образовавшиеся в результате слияния нескольких разновозрастных соляных толщ. Наряду с соленосно-терригенным типом разреза широко развиты терригенно-карбонатный и эффузивный. Первый из них отвечает участкам сокращенной мощности отложений девона и наблюдается преимущественно над выступами фундамента. Это либо были участки устойчивого подъема, на которых соль не отлагалась, либо она была там размыва или выдавлена в процессе формирования штоков.

Эффузивно-терригенный, а возможно, и эффузивно-соленосный типы разреза подобно Черниговско-Брагинскому, по-видимому, развиты в пределах Лохвицкого и Лютенского блоков, занимающих центральное положение внутри Днепровского грабена. На карте оба блока выделены как участки весьма своеобразных условий седиментации.

Итак, в течение девонского времени условия для соленакопления в Днепро-Донецкой впадине возникали не менее трех-четырех раз. Границы солеродных бассейнов не совпадали между собой. В конце среднего — начале позднего девона область соленакопления, видимо, в основном охватила восточную половину Днепровского грабена. В позднефранское (ливенское) время она смещается на запад с максимумом прогибания, примерно между Исачковским куполом и меридианом г. Нежина, а в фаменском веке уходит еще дальше на запад, о чем можно судить по максимальным значениям мощности евлановско-лебедянской соли, характерным только для Припятского грабена. Все это свидетельствует о сложном, подчиненном определенной цикличности развития Днепро-Донецкой впадины в девонское время.

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЕ В ДЕВОНСКОМ ПЕРИОДЕ

Основную часть разреза осадочных образований девона Припятской впадины составляет верхнедевонский соленосный комплекс, ливенского — елецко-лебедянского возраста. В полном разрезе соленосного комплекса выделяются три толщи: нижняя солевая (евлановско-ливенская), межсолевая (задонско-елецкая) и верхняя солевая (елецко-лебедянская). Литологические границы толщ имеют скользящий характер и в разных районах Припятской впадины проводятся на разных стратиграфических уровнях.

Нижняя солевая толща, мощность которой колеблется в пределах от 95 до 1158 м, сложена чередующимися пачками каменной соли (50—70 м) и несоляных пород (15—30 м). В северо-западной части Припятской впадины солевая толща замещается ангидрито-доломитовыми породами; на востоке ее фашиальными аналогами являются эффузивно-пирокластические образования. На нижней соленосной толще на большинстве площадей согласно или с перерывом лежат межсолевые отложения задонско-елецкого горизонта. Однако в ряде структур, особенно в их сводовой части, межсолевые отложения отсутствуют, и на «нижней» соли с перерывом залегает «верхняя» соль. В юго-восточной части Припятской впадины в разрезе верхнего девона не обнаружена верхняя солевая толща, а сразу же на нижней залегают надсолевые отложения данково-лебедянского возраста.

Мощность межсолевой толщи в пределах Припятской впадины колеблется от 30 до 1078 м. Широкое развитие процесс соленакопления получил в елецко-лебедянское время, в период образования «верхней» солевой толщи. Отложения этой толщи протягиваются с севера на юг на 130 км и с запада на восток на 150—200 км. Площадь их распространения превышает 26 тыс. км².

В северо-восточной части впадины в разрезе «верхней» соли присутствуют вулканогенно-осадочные породы. Количество и мощность пачек несоляных пород увеличивается в верхней части разреза, а по площади — в прибортовых районах Припятской впадины.

Границы позднедевонского солеродного водоема были, по-видимому, значительно шире современных границ распространения соли, часть которой уничтожена древним подземным выщелачиванием.

Мощность верхней солевой толщи изменяется от нескольких десятков метров до 3260 м и более. Солевая толща подразделяется на нижнюю галитовую часть и верхнюю глинисто-галитовую, калиеносную. Разрез калиеносной части толщи сложен пачками каменной соли (50—80 м), чередующимися с пачками других пород (30—40 м). С пачками каменной соли связано более 30 калийных горизонтов.

В пределах северо-западной детально разведанной части Старобинского месторождения мощность верхней соли колеблется от 150 до 900 м. Калийные соли образуют в ее разрезе четыре выдержанных горизонта. Условия их залегания характеризуются относительной простотой — горизонты залегают в виде плоской синклинали с пологим ($1-2^\circ$) южным и несколько более крутым ($5-7^\circ$) северным крыльями. Ось этой структуры погружается в восточном направлении. Глубина залегания кровли калийных горизонтов в пределах детально разведанной части месторождения колеблется от 350 до 950 м.

Калийные горизонты подстилаются и покрываются пластами каменной соли. Для внутреннего строения горизонтов характерно ритмичное чередование слоев сильвинитов, каменной соли и галопелитов, образующих многолетние ритмы осадконакопления. В разрезе калийных горизонтов выделяются слои и зоны различного состава. Так, в разрезе III калийного горизонта выделяются: нижний сильвинитовый, глинисто-карналлитовый и верхний сильвинитовый слой.

Сильвинитовые слои, мощность которых составляет чаще всего 60—80 см, сложены чередующимися прослоями сильвинита от 1 до 12 см мощностью, каменной соли и галопелитов. Мощность прослоев каменной соли колеблется от 1 до 5—6 см, галопелитовых прослоев — от долей миллиметра до 6 см.

Верхнефранкская и верхнефаменская соли соответствуют двум крупным этапам соленакопления в Припятской впадине. Этим этапам предшествовали трансгрессии моря. Сложная внутренняя структура Припятской впадины, наличие многочисленных блоков кристаллического фундамента, перемещавшихся с различной скоростью и знаком, определили разновременное начало процесса галогенеза на различных участках. Продолжительность и полнота его развития также были неодинаковыми. Аридный климат способствовал интенсивному испарению, и в тех случаях, когда структурно-тектоническая обстановка благоприятствовала, процесс галогенеза доходил до садки калийных солей. В определенных периоды соленакопление происходило одновременно на значительной территории, соизмеримой со всей площадью Припятской впадины.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩАХ ДЕВОНА И НИЖНЕГО КАРБОНА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕНОСНОЙ ОБЛАСТИ

На картах нефтегазоносности Волго-Уральской области показаны: геохимические фации, средневзвешенное количество сингенетичных (остаточных) углеводородов, содержащихся в глинистых и карбонатных породах, отнесенных к нефтематеринским, и мощности этих пород.

Для установления сингенетичности органического вещества вмещающим породам использовались (в совокупности) ниже перечисленные геохимические показатели*:

1. Групповой состав органического вещества.

Содержание в процентах на органическое вещество хлороформенного экстракта битумоида $A(\beta^A_{хл})$ и общей суммы битуминозных компонентов $\Sigma\beta = \beta^A_{хл} + \beta^A_{спб} + \beta^C$ не выше следующих пределов, характерных

* Поскольку точный учет степени загрязненности анализируемого материала эпигенетическими примесями в настоящее время вряд ли возможен, видимая на картах связь месторождений с зонами обогащения сингенетичными битумами может объясняться недостаточной чистотой отсева эпитуминозных элементов. Не исключено, что показанное распределение битуминозного вещества в какой-то мере отражает миграцию нефти. *Редколлегия.*

для синбитумоидов данной серии осадков ($\beta^{\Delta}_{\text{спб}}$ — извлекаемая спирто-бензолом часть битумоида А, по методике К. Ф. Родионовой):

а) в случае терригенных пород и известняков мелководных фаций $\beta^{\Delta}_{\text{хл}}$ 0,3—5%; $\Sigma\beta$ 2—10%;

б) в случае терригенно-карбонатных пород $\beta^{\Delta}_{\text{хл}}$ 10—15%; $\Sigma\beta$ 30—45%.

2. Отношение суммы «кислых» битуминозных веществ к сумме «нейтральных»: $\frac{К}{Н} = (\beta^C + \beta^{\Delta}_{\text{спб}} : \beta^{\Delta}_{\text{хл}})$ не ниже следующих величин, характерных для синбитумоидов данной серии осадков:

а) в случае пород субокислительных геохимических фаций (с гумусовым характером органического вещества) 10—20;

б) в случае пород восстановительных геохимических фаций 1—2;

в) в случае пород высоковосстановительных геохимических фаций (карбонатные и карбонатно-глинистые породы — аналоги доманикового мергеля) — десятые доли единицы.

С повышением степени метаморфизма органического вещества величина отношения $\frac{К}{Н}$ снижается.

3. Отношение количества хлороформенного экстракта битумоида С к количеству хлороформенного экстракта битумоида А $\left(\frac{\beta^C_{\text{хл}}}{\beta^{\Delta}_{\text{хл}}}\right)$ не ниже 0,2—2,1.

4. Групповой состав битумоида А:

а) отношение количеств масел к сумме смолистых веществ не выше 1—1,5;

б) отношение количества смол бензольных к количеству смол спирто-бензольных не выше 0,5—0,8;

в) содержание асфальтенов не ниже 15—45%.

5. Элементарный состав битумоида А.

Примерные рамки элементарного состава битумоидов разных категорий (для данной серии отложений), использовавшиеся для выявления смешанных форм:

а) вторичные битумоиды С 79—86%; Н 11—12%;

б) сингенетичные битумоиды из терригенных пород С 70—78%; Н 7—10%; из карбонатных пород мелководных фаций С 64—72%; Н 8—10%; из карбонатно-глинистых пород резко восстановительных геохимических фаций С 80—83%, Н 10—11%.

6. Углеводородный коэффициент M_3 (содержание сингенетичных углеводородов в органическом веществе) не выше следующих величин, характерных для данной серии осадков:

а) в случае терригенных пород 0,1—2%;

б) в случае карбонатных пород 2,5—3%;

в) в случае аналогов доманиковых фаций 4—5%.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД

ВВЕДЕНИЕ

Для каменноугольного периода территории СССР подготовлено шесть литолого-палеогеографических (прилож. 8—13) и две палеотектонические (прилож. 14, 15) карты. Литолого-палеогеографические карты составлены для раннего и среднего карбона по векам, а для верхнего карбона без подразделения, поскольку ярусное деление последнего для большей части территории СССР затруднено. Палеотектонические карты составлены отдельно для раннего карбона и для среднего и позднего карбона совместно. Редактор карт В. М. Познер (ВНИГРИ), картограф-составитель Н. В. Науменко.

В составлении карт участвовало более 100 человек, представляющих 36 организаций. Эти лица составляли карты по отдельным геологическим районам, которые показаны на картограммах, помещенных в виде врезки на каждой карте. Авторы этих карт, за немногим исключением, представили объяснительные записки к ним.

Изображение магматизма на картах СССР отредактировано Е. Н. Горечкой (ВСЕГЕИ). В подготовительных работах по корреляции стратиграфических схем карбона СССР принимали участие Д. Л. Степанов (ВНИГРИ) и Г. Е. Черняк (НИИГА), который, кроме того, возглавлял составление схем биогеографического районирования по беспозвоночным организмам и принимал участие в редактировании карт по северным и северо-восточным районам Сибири. Редактирование карт районов Казахстана и прилегающих территорий по раннему карбону проводилось М. И. Александровой (ВСЕГЕИ), а по среднему и позднему карбону А. С. Кумпаном (ВСЕГЕИ). Перечисленные лица составили редколлегию карт по карбону. Карты составляли: для территории Прибалтики С. И. Жейба (Вильнюсский ГУ), Белоруссии В. К. Голубцов (ИГН, г. Минск), Днепровско-Донецкой впадины Д. Е. Айзенберг, С. В. Горак (ГИН АН Украинской ССР), А. Я. Дубинский (ВСЕГЕИ), Крыма А. Д. Миклухо-Маклай (ЛГУ), Большого Кавказа Д. С. Кизевальтер (МГРИ), Армении Р. А. Аракелян (ГИН АН Армянской ССР), севера Русской плиты Э. А. Кальберг (СЗ ТГУ), северо-запада Русской плиты Т. В. Александрова, В. С. Кофман (СЗТГУ), центральных и восточных районов Русской плиты А. А. Рыжова, Э. Д. Котельникова, В. П. Янкевич (ВНИГРИ), В. М. Познер (ВНИГРИ), Саратовской области В. Е. Лацкова, А. П. Съестнова (НВНИИГГ), Волгоградской области Г. М. Яриков (ВНИИНГ), Тимано-Печорской области А. А. Султанаев, Л. З. Соловьева (ВНИГРИ), М. В. Коновалова, А. В. Дуркина (Ухтинское ТГУ), Урала Г. А. Смирнов (УФАН СССР), А. А. Султанаев (ВНИГРИ), Кизеловского угольного бассейна В. С. Беклемишев, Р. Н. Дозорцев, В. И. Пахомов, И. В. Пахомов, Э. В. Подстаницкая, О. А. Щербаков (Пермский политехнический институт), юго-востока и востока Прикаспийской впадины В. С. Днепров, И. Б. Плешаков (ВНИГРИ), Средней Азии О. И. Сергунькова, А. К. Бухарин, Н. М. Михно, А. С. Питинова, М. М. Посохов, И. А. Пяновская, К. К. Пятков, Д. А. Рубанов, З. А. Тюляндина (трест «Ташкентгеология»), Б. В. Поляков, В. Я. Щукина (Управление геологии Киргизской ССР), С. С. Карапетов, А. И. Менаков, А. С. Шадчинев (Управление геологии Совета Министров Таджикской ССР), Г. А. Бельговский, Л. А. Эктова, М. А. Калмыкова, С. С. Шульц (ВСЕГЕИ), карты Тургайского прогиба Е. А. Мазина (ВСЕГЕИ), Казахстана М. И. Александрова, Н. А. Афоничев, А. С. Кумпан, Г. П. Клейман,

В. В. Митрофанова, Н. А. Пупышев (ВСЕГЕИ), В. Я. Кошкин, О. Н. Насиканова (Южно-Казахстанское ТГУ), Н. В. Литвинович (МГУ), А. А. Розенкранц (ЛАЭМ), А. Х. Кагарманов (ЛГИ), И. А. Гречишников, М. Ф. Микунов (МГРИ), Западно-Сибирской плиты П. К. Куликов (ЗапСиб НИГНИ), Таймыра Г. Е. Черняк, Ю. Г. Гор, М. А. Дедок, Ю. Г. Рогозов, Я. И. Польшин (НИИГА), Сибирской платформы Н. П. Ильюхина, Н. С. Малич, И. К. Яковлев (ВСЕГЕИ), Н. Н. Лапина (ВНИГРИ), А. И. Аверченко (Якутская ТГУ), С. Ф. Павлов (ИЗК.СО АН СССР), Алтае-Саянской области М. И. Грайзер (ЛОПИ), Г. И. Бровков, М. Е. Могилев (СО АН СССР), Л. Ф. Турова, Ю. М. Мальцев (Красноярское ТГУ), С. В. Максимова (ИГИРГИ), И. Н. Звонарев, Э. М. Сендерзон (СНИИГГИМС), В. П. Шорин, В. Ф. Шугуров (ЗСТГУ), В. А. Муромцева (ВНИГРИ), для Южного Верхоянья Б. С. Абрамов, А. В. Коробицын (ИГ ЯФ СО АН СССР), Забайкалья В. А. Амантов, Г. В. Котляр (ВСЕГЕИ), Дальнего Востока В. К. Елисеева (ВСЕГЕИ), северо-востока СССР В. М. Заводовский, К. В. Паракецов (СВТГУ).

На литолого-палеогеографических картах имеются врезки — схемы биогеографического районирования территории СССР для соответственного отрезка времени. Они составлены под редакцией В. М. Познера. Схемы фитогеографического районирования были составлены С. В. Мейеном (ГИН АН СССР), схемы зоогеографического районирования составлялись: по фораминиферам Р. А. Ганелиной, Л. П. Гроздиковой и Н. С. Лебедевой (ВНИГРИ), по кораллам П. П. Ракшиным, по брахиоподам Г. Е. Черняком, В. Н. Устрицким (НИИГА), Г. В. Котляр (ВСЕГЕИ). В процессе работы были использованы материалы, любезно предоставленные О. Л. Эйнором. Палеомагнитные широты составлены А. Н. Храмовым (ВНИГРИ).

Помимо основных карт СССР были составлены следующие дополнительные карты.

Литолого-палеоэкологические карты Московской синеклизы для алексинского, михайловского, веневского, тарусского, стешевского и протвинского времени визейского и раннеамюрского веков. Авторы А. И. Осипова, Т. Н. Бельская.

Карты распространения экологических комплексов фораминифер в поздневизейских морях Московской синеклизы. Автор Е. В. Фомина.

Карта палеогеографических условий накопления бокситов, огнеупорных глин и углей северо-западной окраины Подмосковского бассейна в раннекаменноугольную эпоху (тульское время). Автор В. С. Кофман.

Карта палеогеографических условий накопления бокситов в Северо-Онежском районе в раннекаменноугольную эпоху (тульско-алексинское время). Автор Э. А. Кальберг.

Карты палеогеографических условий накопления углей в Кузнецком угленосном бассейне в каменноугольный и пермский периоды. Авторы: И. Н. Звонарев, Э. М. Сендерзон и В. П. Шорин.

Палеогеографические карты Пермского Прикамья и Кизеловского угленосного бассейна. Визейский век. Радаевское и бобриковское время. Авторы: Р. Н. Дозорцев, В. П. Кетов, П. М. Китаев, В. И. Пахомов, И. В. Пахомов.

Карты распространения некротипов растительности в среднем карбоне на юге европейской части СССР. Автор О. П. Фисуненко.

Кроме того, по каменноугольным отложениям была составлена карта нефтегазоносности средневизейских отложений Волго-Уральской области. Авторы: К. Ф. Родионова, М. К. Калинин, С. П. Максимов. Под редакцией Л. А. Польштер и Н. Б. Вассоевича.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В основу стратиграфической корреляции каменноугольных отложений СССР были положены региональные стратиграфические схемы, рассмотренные и утвержденные на пленарных заседаниях постоянной комиссии МСК. Некоторые региональные схемы к началу работ по составлению карт Атласа устарели и были соответственно дополнены и исправлены по результатам новейших исследований.

Сопоставление главнейших стратиграфических схем по СССР произведено коллективом авторов региональных литолого-палеогеографических карт. Рабочая корреляционная схема карбона СССР была обсуждена на расширенном заседании бюро постоянной комиссии при МСК, состоявшемся 3 декабря 1963 г., и рекомендована к использованию для составления сводных карт для турнейского, визейского, намюрского, башкирского, московского веков и позднего карбона.

Однако разногласия по корреляции разрезов Северо-Востока СССР и Забайкалья с разрезами других районов СССР по-прежнему остались не устраненными и препятствовали практическому осуществлению работ по составлению карт. Разногласия были настолько велики, что компромиссные решения невозможно было принять. В связи с отсутствием в то время достаточно полных монографических исследований фауны указанных районов, которые могли бы явиться объективным критерием для решения вопроса, редколлегия каменноугольной и пермской серий карт поставили перед МСК вопрос о созыве коллоквиума по главнейшим группам фауны — брахиоподам и гониатитам среднего, позднего карбона и ранней перми Таймыра, Верхоянья, Северо-Востока СССР и Забайкалья. Этот коллоквиум был созван Бюро постоянных комиссий по каменноугольной и пермской системам при МСК совместно с редколлегиями каменноугольных и пермских литолого-палеогеографических карт Атласа СССР в марте 1965 г. [112].

Намеченные коллоквиумом характеристики комплексов фауны по этапам ее развития дали возможность установить наличие средне- и верхнекаменноугольных отложений в регионах, где они ранее причислялись к нижней перми, и произвести корреляцию разрезов этого возраста в первом приближении для всей Сибири. На этом же коллоквиуме были рассмотрены спорные вопросы возрастной датировки морских толщ Северо-Восточного Казахстана и Северного Прибалхашья. Несмотря на правильность принципиального решения вопроса о возрасте морских толщ в Сибири, корреляция их с Международной ярусной шкалой остается недостаточно обоснованной. Трудности корреляции разрезов среднего и верхнего карбона различных биогеографических областей вызваны существенными различиями в их климатическом режиме. В результате фауны Средиземноморской и Бореальной зоогеографической областей развивались в значительной степени автономно. Различие в фауне этих областей явилось причиной неуверенной корреляции стратиграфических подразделений европейской и большей части азиатской частей СССР. По этой же причине ярусное деление по флоре в Кузбассе и на Сибирской платформе остается до сего времени дискуссионным.

Нижняя граница каменноугольной системы принята в СССР в основании зоны *Wocklumeria* и ее стратиграфических аналогов: заволжского горизонта Волго-Уральской области, литвенского горизонта Урала и др. Верхняя граница системы в морских отложениях европейской части СССР и в Средней Азии проведена в кровле оренбургского яруса, а в восточных районах в кровле предполагаемых стратиграфических аналогов в соответствии с решением коллоквиума. В континен-

тальных толщах Еврамерийской флористической области (Донбасс) граница устанавливается в середине араукаритовой свиты по появлению *Calipteris*, *Sphenopteris germanica* и др., в Тунгусской области (Кузбасс) — в кровле алыкаевской свиты по исчезновению еврамерийских элементов флоры. Корреляция разрезов европейской и азиатской частей СССР в ряде случаев произведена условно и требует дополнительных исследований.

Границе между карбоном и девоном посвящено много исследований различных групп фауны. Однако выводы не всегда однозначны. Для Восточно-Европейской платформы в пределах границ СССР (Русская плита) приняты без изменений унифицированная и корреляционные схемы 1962 г.

На Большом Кавказе ярусное деление нижнего карбона произведено условно. В прогибе Передового хребта возраст нижней артыкчатской свиты, содержащей в низах фауну этреня, принят турнейским. Выше лежащие четарткольская и картджюрская свиты соответственно отнесены к визейскому и намюрскому ярусам. Также условно к нижнему карбону отнесены метаморфические толщи Ацгаринской зоны Передового хребта и Главного Кавказского поднятия. В Южно-Кавказском прогибе (Сванетия) к нижнему карбону относится кирарская свита, содержащая кораллы. В Закавказье, в бассейне р. Храми (Грузия) известны нижненамюрские отложения. Средний и верхний отделы установлены по флористическим комплексам. В отрезок времени, соответствующий C_2^1 — C_2^2 Донбасса, по Д. С. Кизевальтеру, осадконакопления на Северном Кавказе не происходило. Комплекс отложений, включающий толстобугорскую, малодурунскую, караджелмасскую и гремучинскую свиты, сопоставлен со свитами $C_2^3ba_2$ — C_3d Донбасса. На Главном Кавказском хребте по редким палеонтологическим находкам установлены средний и верхний карбон.

В Армении ярусная принадлежность местных свит обоснована палеонтологическими данными. Для Урала принята унифицированная стратиграфическая схема 1964 г.

В основу корреляции разрезов каменноугольных отложений Средней Азии положена схема стратиграфии, принятая в Ташкенте в 1958 г. (Решения совещания по разработке унифицированных схем для Средней Азии, 1959 г.) с изменениями и дополнениями, внесенными на совещаниях в 1960 г. во Фрунзе и в 1961 г. в Ташкенте, и с изменениями, внесенными авторами карт в процессе работы. По сравнению со схемами прежних лет изменена граница турнейского и визейского ярусов, которая в соответствии с уточнением корреляции с отложениями Русской плиты и Урала проводится по кровле талдыбулакской свиты. Саргардонская свита отнесена к визейскому ярусу. В отрогах Гиссарского хребта по новым палеофитологическим данным зойская свита в большей своей части отнесена к визейскому ярусу. Не исключена вероятность, что начало ее отложения было приурочено к концу турнейского века. Турнейский возраст тиогликской свиты центральной части Гиссарского хребта принят условно, как и вероятного ее аналога пушневатской свиты. Эти свиты, возможно, являются среднекаменноугольными.

Для Центрального Казахстана принята схема стратиграфического расчленения карбона 1958 г. В средне- и верхнекаменноугольную часть схемы внесены изменения. Они относятся к Карагандинскому бассейну. Шаханская свита, относившаяся ранее к верхнему карбону и к верхам московского яруса, а также тентекская свита, считавшаяся нижнемосковской, стали сопоставляться с башкирским ярусом. Спорными являются возраст и стратиграфические соотношения намюрско-среднекар-

боновых эффузивно-осадочных толщ Джунгаро-Балхашской складчатой области (каркаралинская, калмакемельская и другие свиты). Исследованиями последних лет показано соответствие керегетасской свиты главным образом московскому ярусу, в том числе и самой верхней его части.

В восточном Казахстане вопросы стратиграфии намюрской, средне- и верхнекаменноугольной части разреза весьма дискуссионны. Это в равной степени относится и к разрезам с морской фауной и к континентальным толщам с флорой. Кокпектинская свита, считавшаяся ранее пермской, в настоящее время относится к верхней части нижнего и преимущественно к низам среднего карбона. Так называемые пермские элементы фауны в результате изучения морской фауны Бореальной зоогеографической области, оказались свойственными фауне среднего карбона.

Неясен возраст чакельмесской свиты с фауной, которая разными авторами относится то к среднему, то к верхнему карбону. В Атласе эта свита условно отнесена к московскому ярусу. Затруднительна корреляция средне- и верхнекаменноугольных континентальных толщ, возраст которых определяется по сопоставлению с Кузбассом.

Стратиграфические схемы Алтае-Саянской области, Таймыра и Сибирской платформы, принятые на совещании по унификации стратиграфических схем Средней Сибири в Новосибирске (1966 г.), использованы для составления карт с небольшими изменениями. Последние коснулись эмяксинской свиты Вилуйской синеклизы. К турнейскому ярусу отнесена часть, залегающая выше толщ с основными эффузивами, по появлению турнейских спор и пыльцы и остатков пресноводных рыб смешанного девонского и каменноугольного возрастов. Эффузивные толщ рассматриваются как верхнедевонские.

В Кузбассе дискуссионна граница турнейского и визейского ярусов. Некоторые исследователи проводят ее в середине, а не в кровле нижнетерсинского горизонта. Неясен возраст острогской свиты. По данным разных авторов он колеблется от визейского до намюр-башкирского. До сих пор существуют высказывания относительно ее пермского возраста. Также дискуссионным является вопрос о перерыве в осадконакоплении, существовавшем в начале острогского времени. Недостаточно ясен возраст верхотомского и подъяковского горизонтов, которые, возможно, соответствуют не всему визейскому ярусу, а только его части. При составлении карт принят намюр-башкирский возраст острогской свиты. Это мнение, как показало стратиграфическое совещание в Новосибирске, не поддерживается большинством исследователей. Также нет достаточно твердых оснований для корреляции мазуровской и алыкаевской подсвит с международной стратиграфической шкалой.

В Минусинских и других впадинах Алтае-Саянской области дискуссионной является граница турнейского и визейского ярусов, установленная по флористическим комплексам. Мало обоснована корреляция разрезов угленосных толщ Горного Алтая.

Для Таймыра, расположенного в раннем карбоне на границе между Средиземноморской и Бореальной палеозоогеографическими областями, наряду с появлением родов и видов, неизвестных в Средиземноморской области, характерно иное, чем на Восточно-Европейской платформе и Урале, стратиграфическое положение многих видов. При принятом ярусном делении нижнего карбона вследствие этого недостаточно ясны границы турнейского и визейского, визейского и намюрского ярусов.

В настоящее время еще нет единого мнения о корреляции свит нижнего карбона низовьев р. Лены, Орулгана и Сетте-Дабана. Как уже

указывалось, корреляция средне- и верхнекаменноугольных отложений этих районов пока только намечается. Необходимо дальнейшее изучение стратиграфического распространения фауны.

Стратиграфия карбона Забайкалья изучена слабо. До 1965 г. здесь не было известно среднего и верхнего карбона; соответственные отложения относились к нижней перми. Нижний карбон начали изучать давно, но из-за плохой палеонтологической обоснованности и сложной тектоники стратиграфия его разработана слабо. В Даурской зоне турнейскому и низам визейского ярусов соответствует киркунская и уртуйская свиты. В Газимурской зоне также присутствуют отложения этого же возраста (газимуроводская свита). Здесь предполагается отсутствие верхнего визе и низов намюра. В Восточном Забайкалье с большей долей условности к намюрскому ярусу относятся низы тутхалтуйской свиты. Ортинская свита по редким палеонтологическим находкам считается нижнекаменноугольной. По составлению с более полно изученными разрезами морских отложений Сибири установлено соответствие гутайской, харашибирской и верхней части тутхалтуйской свит низам среднего и верхам нижнего карбона. Шазагайтуйская свита отнесена к верхам среднего и к верхнему карбону.

В северо-восточных районах СССР лучше изучена стратиграфия нижнего карбона. Отложения среднего и верхнего карбона относились ранее к нижней перми. В связи с отсутствием представительного палеонтологического материала по этой части разреза на коллоквиуме 1965 г. было установлено наличие C_2 и C_3 на р. Зырянке и на Омолонском массиве, а также в ряде случаев соответствие бургалийской свиты среднему и реже верхнему карбону.

Весьма условно отнесены к нижнему и низам среднего карбона песчано-глинистые и песчано-карбонатные толщи Чукотки, имеющие слабую палеонтологическую характеристику, указывающую на наличие визейского яруса. По аналогии с о. Врангеля, где известна фауна нижней части среднего карбона, предполагается присутствие отложений этого же возраста и на Чукотке. Условно принято соответствие мощной хатырской свиты Корякского нагорья всему нижнему карбону, хотя палеонтологические находки турнейского яруса в ней неизвестны.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

РАННИЙ КАРБОН

Турнейский век

В турнейском веке (см. прилож. 8) по сравнению с фаменским трансгрессии морей значительно расширились. Морской режим установился во всем Центральном Казахстане. Обь-Зайсанское море получило связь с Таймырским. Море покрыло Кузнецкую низменность и северо-западную часть Сибирской платформы. Рельеф суши был преимущественно равнинным, реке низкорным. Вулканизм проявлялся как в наземных, так и в подводных условиях. В Алтае-Саянской области в морских и континентальных водоемах скапливались пепловые туфы.

Территория СССР в турнейском веке располагалась в тропической зоне северного и в меньшей степени южного полушарий. В раннетурнейское время засушливый климат был распространен шире, чем в позднетурнейское. Наиболее распространенным типом отложений являлись карбонатные и реже терригенные песчано-глинистые.

Для турнейского века, как и для всего карбона, территория СССР входила в состав Евразийской и Тунгусской палеофлористических

областей. По С. В. Мейену, для еврамерийской флоры характерно присутствие у лепидофитов корневой системы типа *Stigmara*, указывающей на влажный и теплый климат. В Тунгусской палеофлористической области (в местонахождениях Алтае-Саянской области) стигмарии у лепидофитов отсутствуют. Видовой состав флоры здесь иной, чем в Еврамерийской области, хотя многие роды остались. По-видимому, в турнейском веке как одна, так и другая палеофлористические области находились в условиях тропического климата, чем, вероятно, и объясняются не очень существенные отличия в составе флоры. Еврамерийская флора была приурочена к увлажненной приэкваториальной зоне, а тунгусская флора распространялась в более высоких широтах, в субтропиках с меньшей увлажненностью климата.

Так же как и для всего карбона, в турнейском веке существовали две палеозоогеографические области: Средиземноморская и Бореальная. По фораминиферам эти области отличаются главным образом видовым составом, но комплекс фораминифер Бореальной области намного беднее. В Бореальной области среди кораллов преобладают роды *Stelechophyllum* и *Enniskillenia*, а среди брахиопод семейство *Tetracameridae* и роды *Tomiproductus* и *Neospirifer*. Для Средиземноморской области характерны: семейство *Lithostrotionidae* среди кораллов и роды *Pugnoides*, *Paulonia*, *Eudoxina* и *Adolfia* среди брахиопод.

В заволжское время море Русской плиты, как и в конце фаменского века было мелководным с повышенной соленостью, которая по направлению к Уральскому морю постепенно нормализовалась. Море оставило после себя доломиты и известняки, в различной степени доломитовые. В Западно-Русском море образовывались пласты гипса и ангидритов. В условиях аридного климата накапливались осадки Балтийского залива.

В малевское и упинское время произошло сокращение морского бассейна и обособление западной и восточной его частей. Токмовский остров являлся барьером, отделявшим море Подмосковья от восточной акватории. Связи Западно- и Восточно-Русского морей осуществлялись через Рязано-Саратовский пролив. Западно-Русское море имело соленость, близкую к нормальной, но в периферической, прибрежной его части происходило образование доломит-известковых и доломитовых пород, содержащих редкие остракоды. На юго-западе, где море было связано проливами с Припятским прогибом и Саратовским Поволжьем, фауна более разнообразна и богата. В Восточно-Русском море соленость была нормальной.

В начале позднетурнейского века море сохраняло свои размеры и только в кизеловское время оно резко сократилось. На месте Западно-Русского моря возникла континентальная равнина. Климат в позднетурнейский век на Восточно-Европейской платформе был влажным и жарким. В агеевское время в Западно-Русском море и в кизеловское время на востоке Русской плиты спорадически возникали заболоченные пространства. В кизеловское время происходило каолинитовое выветривание.

Условия относительно глубокого моря, как и в фаменском веке, сохраняются в Камско-Кинельском прогибе.

С начала турнейского века море проникло в Днепровско-Донецкий прогиб, где оно имело нормальную соленость. В Припятском море были распространены острова. Турнейская трансгрессия охватила Предкавказье. На Большом Кавказе и в Закавказье с девонского времени продолжали существовать нормально морские условия. Море проникло также в Молдавию и в Львовскую впадину.

Уральское море имело непосредственную связь с Восточно-Русским морем. На востоке, как и в фаменский век, располагалась равнинная суша, которая стала покрываться морем только с позднеурнейского времени [133]. В западной части этого моря происходило накопление карбонатов, которые к востоку, на Среднем и Южном Урале, сменялись терригенными и кремнистыми осадками относительно глубоководных впадин, окаймляющих восточную область суши. На Северном Урале глинистые осадки Лемвинской зоны, по-видимому, также отлагались в относительно глубоководных условиях.

Время погружения Восточно-Уральской суши, вероятно, относится к концу турнейского века (к кизеловскому времени). К этому же времени приурочено начало вулканической деятельности. В области Магнитогорского погружения в мелководном море происходило извержение лав липаритового и базальтового состава. Излияния базальтов известны также на Северном Урале.

В турнейском веке Урал находился в тропической климатической зоне. Об этом свидетельствуют наличие бокситовых пород и углей, приуроченных к позднеурнейскому отложению. По палеомагнитным данным, средним для турнейского века, Урал находился в интервале 10—20° с. ш. Примерно к этому интервалу палеоширот приурочена граница между Средиземноморской и Бореальной палеозоогеографическими областями. Вполне возможно, что барьер, существовавший между Уральским и Казахским морями в этом районе, обусловил наиболее южное продвижение бореальной фауны (до 12° с. ш.), не встретившей здесь конкурентных сообществ средиземноморской фауны.

Среднеазиатское море в турнейский век значительно расширилось по сравнению с фаменским. В Южном Тянь-Шане, в Центральном и Северном Памире трансгрессия развивалась постепенно, охватывая пространство суши, возникшие после регрессии в позднем девоне. Максимум она достигла, как и на восточном склоне Урала, по-видимому, в конце позднего турне.

В Среднем Тянь-Шане морские условия не прерывались с девона в течение почти всего турнейского века. Карбонатное осадконакопление преобладало на Среднем и Южном Тянь-Шане. С Северо-Тянь-Шаньской равнины в прибрежную часть моря сносился тонкий илистый материал, образовывались мергели, глинистые известняки и доломиты, изредка отлагались песчаники и только на северо-западе горы Каратау образовывались конгломераты, свидетельствующие о возвышенном рельефе области сноса. На юго-востоке Средней Азии обломочный материал сносился с Таримской суши. Отлагались пески, глины. В условиях мелководного моря, по Б. В. Пояркову, образовывались кремнистые сланцы с линзами известняков. Повышенное содержание кремнезема было, по-видимому, вызвано подводным вулканизмом, следы которого известны в виде прослоев основных эффузивов. В Центральный и Северный Памир обломочный материал поступал с возвышенности Юго-Западного Памира. Происходило формирование мелководных морских песчаников, алевроитов, глин с линзами известняков. Подводный вулканизм проявлялся на Северном Памире. В вулканогенно-осадочной толще содержатся мощные кварцевые альбитофиры и плагиопорфиры и их туфы.

Климат в Средней Азии был тропический. Присутствие красноцветных пород и гипсов указывает на существование засушливых условий.

В Центральном и Южном Казахстане по сравнению с фаменским веком трансгрессия продвинулась далеко на север и к югу. Море затопило равнины Мойнтинского прогиба, который начал формироваться

с этренского времени. Тенизско-Чуйское, Баянаульское и Моинтинское моря изобиловали островами, образовавшимися главным образом в результате глыбовых поднятий. В Джунгаро-Балхашском море существовали вулканические острова. Количество и размеры их были наименьшими в момент максимальной трансгрессии русаковского времени и заметно увеличились при спаде трансгрессии во второй половине турнейского века.

В Тенизско-Чуйском и Баянаульском морях наибольшее значение имели карбонатные осадки, представленные в глубоких участках моря известковыми, а в мелководных в различной степени доломитовыми илами. В раннетурнейское время осадконакопление (в частности, в Тенизско-Чуйском море) сопровождалось выпадением ангидритов и гипса, а также поваренной соли (Чуйская впадина). Для поздне-турнейского времени характерно образование карбонатно-кремнистых и кремнистых пород.

В Моинтинском море развивались преимущественно терригенные осадки, образование которых было связано размыву группы островов, ограничивающих это море с запада и с востока. В Джунгаро-Балхашском море с начала турнейского века продолжалось начавшееся еще в фаменском веке накопление кремнисто-глинистых и кремнистых осадков с радиоляриями, со значительной примесью пеплового материала. В северной части моря вблизи вулканических островов накапливалось огромное количество туфогенного материала.

Зайсанское море (южная часть Обь-Зайсанского моря) разделялось на западную и восточную части меридионально вытянутым Чарским островом. К западу от острова море было мелководным и нормальносоленным с обильной фауной. Здесь существовали подводные вулканы, извергавшие лавы преимущественно среднего и основного состава. Восточнее Чарского острова море было более глубоким. В нем откладывались темно-серые тонкозернистые илы, почти не содержащие органических остатков, что, возможно, являлось следствием застойных условий с недостатком кислорода в придонной части бассейна. По мере уменьшения глубины в восточном направлении в глинистых илах появлялись мшанки, морские лилии. В востоку от Иртышского разлома Зайсанское море было мелководным, в нем изобиловали многочисленные острова, сложенные преимущественно пирокластическим материалом среднего и в меньшей степени кислого состава. В поздне-турнейское время в этой части моря вулканические процессы сократились и создались условия для образования чистых известковых илов с брахиоподами, кораллами и мшанками.

Вдоль восточной окраины Зайсанского моря формировались преимущественно терригенные отложения, образующиеся в условиях мелководного морского бассейна с нормальной соленостью. На их мелководность указывают отпечатки растений и растительный детрит наряду с обильной морской фауной. К северу от Быструшинского прогиба через узкие проливы Зайсанское море соединялось с Кузнецким морем. Чарский остров имел сглаженный равнинный рельеф, как и восточная каледонская суша.

Кузнецкое море, граничившее с глубоководным Обь-Зайсанским морем, с востока окаймлялось сушей Кузнецкого Алатау, а с юга Северо-Алтайской возвышенной равниной. В раннетурнейском веке в начале абышевского времени, море по своим размерам приближалось к фаменскому, ограничиваясь с юго-запада Салаирской равниной. Затем оно стало увеличиваться в широтном направлении. Салаирский остров погрузился. В море откладывались известково-доломитовые илы, несущие на себе следы высыхания, и брекчии растрескивания. Наиболь-

ших размеров море достигло в раннетерсинское время. В конце этого времени в Кузнецком море стал появляться терригенный материал, указывающий на активизацию областей размыва. С начала турнейского века резко увеличилось количество пеплового материала в осадках, пепловых туфов и туффитов.

К востоку и юго-востоку от Кузнецкого моря располагалась обширная Алтае-Саянская суша, окаймляющаяся системой связанных между собой крупных лагунных водоемов, имевших непостоянную связь с Кузнецким морем. В Минусинском прогибе в раннетурнейское время водоемы были мелководными с изменчивой соленостью, с неоднородными окислительно-восстановительными условиями придонной среды, с неустойчивой сменой по площади и по разрезу красноцветных и зеленоцветных пород. В надалтайское время сюда из Кузнецкого моря проникала фауна. Иногда возникали условия повышенной солености. Но в общем преобладали условия опресненных лагун, которые к концу раннетурнейского времени потеряли связь с морем.

В конце турнейского века во время наибольшей трансгрессии Кузнецкого моря водоемы Алтае-Саянской области приобрели максимальные размеры. Связь с морем осуществлялась в юго-западной части Минусинского прогиба. Они были солоноватоводными и между собой сообщались проливами. Разобщение водоемов произошло в результате поднятия Батеневского кряжа, усилилась карбонатность вод. Наступившее затем поднятие Восточных и Западных Саян способствовало накоплению грубообломочного материала.

В Тувинском прогибе по сравнению с фаменским веком резко сократился ареал осадконакопления. В раннетурнейское время накапливались пролювиально-аллювиальные гравийно-галечные и, реже, озерные терригенные и карбонатные осадки. В позднетурнейское время площадь осадконакопления расширилась, возникло обширное озеро с неустойчивой береговой линией.

Для водоемов Алтае-Саянской области характерны развитие пепловых туфов и туффитов и примесь пеплового материала в осадках. Г. Н. Бровков [21] считает, что главная масса пеплового материала поступала из Монгольской геосинклинали, где были широко развиты эффузивы кислого состава и аналогичные пепловые туфы. М. И. Грайзер [41] допускает, что принос пепла был возможен также из неизвестных ныне вулканов Западной Сибири. Максимальные мощности этих отложений в Алтае-Саянской области превышают 1000 м.

Климат в Алтае-Саянской области в турнейском веке был субтропическим [41]. На это указывают признаки засушливости в виде примеси доломита, флюорита, целестина в терригенных и карбонатных осадках. Но в то же время отсутствуют явные признаки засоления, которые могли бы возникнуть в полузамкнутых бассейнах, не терявших связи с морем, что свидетельствует о некоторой увлажненности климата, препятствующей выпадению эвапоритов. По С. В. Мейену, климат был безморозным, судя по наличию многолетних маноксилесических стволов лепидофитов. Указания на находки отпечатков кристаллов льда [21] свидетельствуют о возможно эпизодических проявлениях морозного климата. По палеомагнитным данным, средним для всего века, Алтае-Саянская область находилась между 30 и 35° с. ш.

Турнейская трансгрессия проникла к северу от Кузнецкого моря, соединив его с Таймырским, но наибольшего развития достигла во второй половине века. В это время она распространилась в область Средне-Сибирской суши, заняв ее северо-западную часть, на которой в течение первой половины века происходила интенсивная денудация.

Таймырское море достигло наибольших размеров. Преимущественно карбонатные осадки перекрыли отложения девонской коры выветривания в северо-западной части Таймыра. Усиление позднетурнейской трансгрессии происходило и в Верхоянском море, о чем можно судить по Кунтдюддинскому грабену, где возникли нормально-морские условия.

Турнейская трансгрессия повлекла за собой возникновение в юго-западной части Средне-Сибирского материка пресноводного бассейна (Канско-Тасеевская впадина), имеющего сходство с бассейнами востока Алтае-Саянской области.

В Вилюйской синеклизе начиная с девона продолжалось осадконакопление в озерно-лагунных бассейнах, имевших эпизодическую и ограниченную связь с морем. Отсутствие отложений позднетурнейского осадконакопления, по-видимому, связано с размывом, возникшим до наступления среднекаменноугольной эпохи.

Основные источники сноса в турнейском веке, как и во всем карбоне, были расположены на юге Средне-Сибирского материка (Саянские, Байкальские горы и Становое нагорье). В раннем карбоне снос происходил также из района Енисейского кряжа. Анабарская суша, сложенная в это время главным образом карбонатными породами кембрия, по-видимому, большого влияния на привнос терригенного материала не оказывала.

В Забайкалье по сравнению с поздним девонем море в турнейском веке достигло наибольших размеров. В Даурском море преобладало накопление песчано-глинистых и кремнистых осадков. В прибрежной его части отлагались конгломераты. Вулканизм проявлялся в виде подводных излияний основного и среднего составов в юго-западной части моря. В северо-восточной, приамурской, части моря морской режим возник только во второй половине турнейского века.

О палеогеографии Сихотэ-Алиньского и Корьякского морей известно очень мало. Предполагается, что, как и в последующее время, там отлагались глинисто-кремнистые и кремнистые осадки. Отсутствуют данные и о наличии морских условий на побережье Чукотки и на о. Врангеля.

К востоку от Верхоянья было расположено Якутское море. В нем происходило терригенно-карбонатное и карбонатное осадконакопление. Вблизи островов с возвышенным рельефом накапливался грубообломочный материал. Эти острова протягивались цепочкой от Анадырского острова к Приохотскому полуострову. Соленость моря была нормальной. Вулканизм проявлялся в виде подводных излияний среднего и основного составов.

Визейский век

В визейском веке (см. прилож. 9) максимальная трансгрессия распространилась немного шире, чем в турнейском. Наибольших размеров достигали моря на Урале, к западу от него и в Среднем Тянь-Шане во вторую половину визейского века, а в Казахстане, в Забайкалье и в Кузбассе — в его первую половину.

Широкое распространение получило паралическое угленакпление, развивавшееся в условиях начального этапа трансгрессии на Восточно-Европейской платформе и на Урале, и регрессии в Центральном Казахстане. Характер суши мало изменился по сравнению с турнейским веком.

В визейском веке через территорию СССР проходили зоны тропического, субтропического и, возможно, умеренного климатов. В течение

визейского века палеомагнитные широты не оставались постоянными, они испытали незначительное смещение между ранним и средним визе и более заметное между средним и поздним визе с амплитудой 10° в юго-западном направлении [103].

В раннем и среднем визе в европейской части СССР и на Урале существовали условия теплого влажного климата. Признаки аридизации известны в Центральном Казахстане. Климат там изменялся от более засушливого до более влажного.

В позднем визе граница аридного климата, сместившись к юго-западу, проходила через Восточно-Европейскую платформу и Южное Приуралье на палеомагнитной широте 20° с. ш. Исходя из корреляции разрезов, в соответствии с которой нижняя часть острогской свиты относится к среднему визе, в позднем визе возможно существование умеренной зоны где-то около 40° с. ш. — несколько западнее Кузбасса.

Климатической зональности, намеченной для полосы от западных районов СССР до Алтае-Саянской области, не соответствуют климаты северо-восточных районов СССР, которые по экстраполяции от Сибирской платформы должны были находиться в зоне умеренного климата. В то же время там отмечается наличие гипсов и ангидритов (Омолонский массив, мыс Кибера на Чукотке).

Еврамерийская и Тунгусская палеофлористические области очерчивались гораздо отчетливей, чем в турнейском веке. В них значительно уменьшилась систематическая общность флор. Это, по-видимому, объясняется относительно более высокоширотным положением Тунгусской области по сравнению с турнейским веком, когда среднее положение экватора находилось в пределах Восточно-Русского моря. В визейском же веке экватор сместился за пределы юго-западной границы СССР.

Наиболее богатой еврамерийской флоре визейского века, установленной в юго-западных районах СССР, присущи многочисленные лепидофиты *Lepidodendron*, *Stigmara*, *Lepidophloios*, *Lepidostrobus*, членистостебельные *Asterocalamites*, *Mesocalamites*, *Asterocalamites*, птеридоспермы, *Lyginopteris*, *Diplomema*, *Alloiopteris*, *Cardiopteris*, *Rodea* и в меньшей степени *Neuropteris*.

В восточной части Еврамерийской области в Центральном Казахстане С. В. Мейеном выделяется Казахстанская провинция. Флора здесь обеднена, в ней отсутствуют многие типичные еврамерийские роды.

В Тунгусской области широко распространена «лепидофитовая формация», в состав которой входят роды *Sublepidodendron*, *Ursodendron*, *Lophiodendron*, *Siberiodendron*, *Demetria* (отличные от донецких), первые *Angeodendron*. На этом фоне встречаются папоротниковидные *Chacassopteris*, *Cardiopteridium*, первые *Angaropteridium* и др. Достоверные *Lepidodendron* в Тунгусской области неизвестны. Восточная граница распространения этой флоры неясна. В Сихотэ-Алиньской складчатой области, где отсутствуют находки листовой флоры, установлены споры, характерные для Кизеловского и Подмосковного угленосных бассейнов, что указывает на принадлежность этой территории к Еврамерийской области.

Для морей установлены две палеозоогеографические области, которые по палеоширотному положению близко совпадают с ареалами развития палеофлористических областей.

В Средиземноморской палеозоогеографической области фораминиферы были представлены наиболее богатым сообществом. Из них присущи только этой области семейства *Bradyinidae*, *Lituolidae* и роды *Cribrostomum*, *Forschiella*, *Janichewskina*, *Cribrospira*, *Mstinia*. Только в этой области известны семейства кораллов *Chaetetidae*, *Hapsiphillidae* и роды *Dibunophyllum*, *Aulophyllum* и семейства брахиопод *Daviesiel-*

lidae, Linoproductiidae Isogrammiidae, Cyrtinidae и роды *Argentoproductus* и *Semiplanus*.

Для Бореальной палеозоогеографической области характерно обеднение фауны. В ней отсутствует ряд семейств и родов фораминифер, редки *Archaediscidae* и *Textulariidae*, а многие роды, широко представленные в Средиземноморской области, здесь представлены единичными или немногими видами. Отмечено семейство *Calligellidae*, отсутствующее в Средиземноморской области. Наряду с отсутствием некоторых семейств и родов кораллов и брахиопод отмечается появление кораллов семейства *Uralinidae* и родов *Stylastraea*, *Faberophyllum* и *Canadiphyllum*, семейств брахиопод *Tolmatchoffiidae*, *Tetracameridae*, *Delthyridae* и родов *Streptorhynchus*, *Orulganina*, *Pseudosyrinx*, *Torinifer* и *Tomioopsis*.

Провинциальное районирование морей для обеих палеозоогеографических областей остается таким же, как и в турнейском веке. Корякско-Уссурийская провинция также установлена условно.

Средиземноморская и Бореальная палеозоогеографические области визейских морей значительно больше отличались друг от друга, чем это было в турнейском веке, что можно объяснить значительными отличиями в визейском веке климатов этих областей.

На Восточно-Европейской платформе в начале визейского века, как и в конце турнейского, море располагалось на юге и на востоке. Остальная ее часть представляла собой низменную и холмистую равнины. В средневизейское время, а местами в конце ранневизейского возникли заболоченные пространства с богатой растительностью. Обильные реки, стекавшие с Балтийской суши и с суши севера платформы, разносили песчаный и илистый материал в моря Московской синеклизы и Волго-Уральской области. В конце среднего визе море нормальной солености распространилось почти на всю территорию Русской плиты, за исключением центральных и северных районов.

В ранне- и средневизейское время Восточно-Европейская платформа находилась в условиях теплого и влажного климата.

На суше продолжался процесс каолинового выветривания, начавшийся еще в конце турнейского века. На Тимане, в Московской синеклизе, в Припятском прогибе и на северном борте Днепровско-Донецкой впадины в тульское время (в Прионежье в тульско-алексинское время) образовались залежи бокситов.

В Камско-Кинельском прогибе сохраняются условия относительно глубокого моря, сменившиеся в конце раннего и в среднем визе аллювиально-дельтовым мелководьем.

В поздневизейское время трансгрессия распространялась еще шире. Преимущественное развитие получили карбонаты. Море покрыло почти всю Русскую плиту. На севере, где раньше преобладали условия размыва, стала накапливаться преимущественно континентальная песчано-глинистая толща (лайская свита).

В позднем визе экватор сместился к юго-западу за пределы СССР. Днепровско-Донецкое море и Русское море в пределах Волгоградской, Саратовской областей и Московской синеклизы располагались в гумидной тропической зоне. Повсюду образовывались известняки. В алексинское и отчасти в михайловское время в Московской синеклизе продолжалось углеобразование. На известковых отмелях распространялись мангровые заросли. В более низких широтах, в Припятском прогибе, в условиях заболоченных пространств мелкого островного моря углеобразование продолжалось до веневского времени.

В восточных районах Волго-Уральской области и на Тимане севернее палеомагнитной широты 20° с. ш. климат стал аридным. Широко

распространились доломиты и доломитовые известняки. Появились сульфаты; мощность пластов последних достигает 30 м.

На Кольском полуострове (в районе оз. Контозеро), по Л. А. Кириченко [56], в визейском веке отлагались слоистые углистые алевролиты с растительными остатками*. Они подстилались отложениями конусов выноса грубообломочного материала, указывающих на расчлененный рельеф области сноса. Следующий этап осадконакопления связан, по Л. А. Кириченко, с трансгрессией. В море, а временами и в лагунах образовывались известняки, а также карбонаты хемогенного происхождения. С началом трансгрессии связывается мощная вспышка щелочного вулканизма (мелилитовые базальты, нефелиниты и их туфы). Мощность контозерской серии оценивается в 800 м.

Русское и Днепровско-Донецкое моря имели между собой непосредственную связь, они разграничивались лишь Воронежским островом. Области сноса для Днепровско-Донецкого моря служили Украинская возвышенность, Воронежский остров, а также Прибалтийская равнина. Открытая связь существовала также с Кавказским морем, отделенным от моря Армении обширной Закавказской равниной. В Кавказском море в визейском веке распространялись преимущественно песчано-алевритовые осадки, редко лавы и туфы кислого состава. Обломочный материал поступал как из местных источников сноса, так и с Закавказской возвышенности. В море Армении, омывавшем Закавказскую возвышенность с юга, сносился преимущественно кварцевый материал. Море было нормально-соленым с обильной фауной. Образовывались фосфориты.

Уральское море было непосредственно связано с Русским и Новоземельским морями. В Лемвинском прогибе и на его северо-восточном продолжении образовывались относительно глубоководные преимущественно глинистые осадки. На восточном склоне Урала, по А. А. Пронину [108], морские условия в раннем визе, так же как и в самом конце турне (кизеловское время), были весьма распространенными. Отлагались известняки и песчано-глинистые отложения. На участках островной суши образовывались коры выветривания. В конце ранневизейского времени бассейн резко сократился. На значительной части Урала возник расчлененный рельеф суши. В средневизейское время в приморских равнинах и на склонах возвышенной суши образовывались заболоченные пространства с обильной тропической растительностью. Климат на Урале в ранне- и средневизейское время был влажным и жарким. По палеомагнитным данным Урал в это время находился между палеомагнитными широтами 10 и 18° с. ш.

В позднем визе море получило наибольшее распространение. Возможно, что в это время Уральское и Новоземельское моря расширились до Кольского полуострова.

Морские осадки на Урале в поздневизейское время были представлены известняками и доломитами. На восточном его склоне вблизи островов накапливался грубообломочный материал (преимущественно на начальном этапе поздневизейской трансгрессии). На р. Миасс у с. Баландино в толще красно- и зеленоцветных гравелитов, песчаников и глин с прослоями известняков, с фораминиферами позднего визе (определения Т. И. Шлыковой) обнаружены прослой медистых песчаников [131].

Климат в поздневизейское время был аридным. По палеомагнитным данным, Урал находился между 25 и 32° с. ш.

* Визейский возраст определен по спорам.

Наиболее активные проявления вулканизма известны в западной части Тургайского прогиба (андезитовые и андезит-базальтовые порфириты и диабазы), а также в Магнитогорском синклинии (эффузивы кислого и основного состава).

В Средней Азии ранневизейское море занимало сравнительно небольшие пространства. Карбонатное осадконакопление вдоль его берегов обычно сменялось терригенным. В северных районах накапливались черные алевроиты, аркозовые пески и мелкогалечные конгломераты. В южных отрогах Гиссарского хребта, где в позднем девоне было поднятие, в раннем визе (зойское время) происходило образование континентальных, иногда грубообломочных отложений, с прослоями углистоглинистых сланцев, углей. В море на юге Памира отлагались песчано-конгломератовые и глинистые толщи, вдали от источников сноса — известняки.

В средневизейское время трансгрессия расширилась, карбонаты отлагались также в краевых частях моря. В южных отрогах Гиссарского хребта образовывались терригенные и карбонатные породы. В Алай-Кокшаальской фациальной зоне, по О. И. Сергуньковой, море было островным. В Центральных Кызылкумах в раннем и среднем визе море отсутствовало.

Наибольших размеров трансгрессия достигла в конце визейского века. Она охватила Центральные Кызылкумы. Море получило наиболее широкую связь с Уральским, Донецким и Русским морями. Карбонаты приобрели максимальное площадное распространение. В начальные этапы трансгрессии поздневизейского времени в Центральных Кызылкумах вблизи островов образовывались конгломераты, иногда накапливались известняковые брекчии. В южных отрогах Гиссарского хребта продолжалось накопление обломочных и карбонатных отложений.

Среднеазиатское море в раннем и среднем визе находилось между палеомагнитными широтами 10 и 20° с. ш. В западных районах в раннем визе происходило угленакопление. В позднем визе палеошироты сместились к юго-западу примерно на 10°. В бассейне р. Нарына в это время стали образовываться эвапориты.

Наиболее значительные проявления вулканизма в виде подводных излияний порфиритов среднего и основного состава были приурочены к отрогам Гиссарского хребта и северной части Памира.

В Центральном Казахстане положение береговых линий в общих чертах было унаследованным от конца турнейского века. Начиная с раннего, а в большей степени со среднего визе осадконакопление проходило в обстановке все возрастающей регрессии и увеличения площади суши. Морской режим сохранился главным образом в западной части Центрального Казахстана. На всей остальной территории, наряду с морскими осадками развивались лагунные угленосные отложения прибрежно-морских равнин и континентальные вулканогенные образования.

В Тениско-Чуйском море в начале визейского века преобладало образование иногда кремнистых известняков и мергелей. На подводных поднятиях накапливались доломито-известняковые илы, ангидриты и гипсы. В Моинтинское море, обрамленное возвышенной сушей, сносилось большое количество обломочного материала. Восточная часть моря изобиловала вулканическими островами. В Джунгаро-Балхашском море происходило накопление терригенных и туфогенных осадков, приносимых с многочисленных островов с действующими вулканами. В средневизейское время море отступило с территории Северо-Восточного Прибалхашья в Северную Джунгарию. Возникли условия прибрежной равнины, где накапливались угленосные озерно-аллювиальные

и морские мелководные отложения. Начался новый этап вулканической деятельности в наземных условиях. Баянаульское море в визейском веке значительно обмелело. В его прибрежной части шло угленакпление.

Осадконакпление в Центральном Казахстане происходило в условиях изменчивого по степени влажности субтропического климата. Об этом свидетельствуют угленакпление, образование кор выветривания и накопление фосфоритов. Вместе с тем в южной части Тенизско-Чуйского моря, имевшего полузамкнутый характер, иногда образовывались диагенетические доломитовые илы. По палеомагнитным данным, этот регион находился между 15 и 22° с. ш. В поздневизейское время климат стал более аридным. Центральный Казахстан по палеомагнитным данным находился между 28 и 35° с. ш. Возможность угленакпления в условиях аридного климата М. С. Быкова [23] объясняет периодическим изменением базиса эрозии речной сети, вызывавшим подпруживание и заболачивание речных долин.

Вулканическая деятельность происходила преимущественно в мелководных морях и в почти наземных условиях. Извержения из многочисленных вулканов поставляли на поверхность вулканические продукты различного состава — от липаритов до андезитов.

В южной части Обь-Зайсанского моря в начале визейского века по сравнению с позднетурнейским временем существенных изменений не отмечается. Они произошли в середине визе, когда море почти полностью отступило. Регрессия моря была кратковременной. Последующая трансгрессия не восстановила прежних контуров моря, оно значительно сузилось. Рудный Алтай и большая часть Южного Алтая — на востоке и часть Жарминской зоны — на западе превратились в сушу. По А. Х. Кагарманову, возникла некоторая нивелировка условий осадконакпления. На месте Чарского острова образовалось мелководное море, а глубоководная часть, располагавшаяся к востоку от него, стала менее глубоководной. В Калба-Нарымском трого накапливались осадки флишевого типа, характеризующиеся ритмичностью и наличием гиероглифов. В них заключена сидониевая фауна. Изучение знаков ряби и течений позволяет предположить, что терригенный материал привносился со стороны Алтайской суши.

В ранневизейское время, как и в турнейском веке, вулканизм проявлялся в Жарма-Саурской зоне в виде излияний андезитов из очагов центрального типа, а также в Рудном Алтае, где И. А. Гречишникова указывает на повышение основности вулканических продуктов по сравнению с турнейскими. В средневизейское время вулканы существовали только в Чарской зоне, где по расколам происходили излияния эффузивов среднего состава. В северной части Обь-Зайсанского моря эффузивная деятельность неизвестна. Здесь отлагались преимущественно глинистые и реже песчаные осадки.

Алтае-Саянская область в визейский век представляла собой, как и в турне, на востоке горную страну, а на западе равнинную слабо расчлененную сушу. В начале века произошло общее обмеление Кузнецкого моря и некоторое обособление восточной его части вследствие появления Салаирского острова в конце подъяковского времени. В море образовывались детритовые известняки, по периферии моря — оолитовые, обогащенные пепловым материалом. В верхотомское время произошла активизация областей сноса и в бассейн стал поступать обломочный материал. Известняки с бедной фауной образовывали прослой в ритмичном чередовании пепловых песков, алевритов и туффитов.

Минусинский бассейн в начале визейского времени представлял собой систему сообщающихся крупных озер, образующих единый во-

доем типа море-озеро. В него, так же как и в Кузнецкое море, поступление обломочного материала было ограничено. Отлагались массы пеплового материала, переносимые из действующих вулканов, и карбонатные илы.

Тувинский водоем, расположенный на юге от Алтайской возвышенности, так же как и Минусинский, был пресноводным. Поступление песчаного материала в него началось с начала визейского века. В нем отлагались преимущественно туфогенные и песчаные осадки. Роль карбонатных осадков значительно сократилась. В последующее время в Минусинском бассейне произошло разобщение озер. В нем стали отлагаться песчаные, алевроитовые и пирокластические осадки. В Тувинском бассейне наблюдалось укрупнение обломочного материала.

Для визейского века характерно значительное уменьшение роли красноцветности пород. По М. М. Грайзеру [42], эти изменения связаны с гумидизацией климата, которая увеличилась к концу визейского этапа осадконакопления.

Таймырское море несколько сократилось. Оно имело связь с Верхоянским, Урало-Новоземельским и Обь-Зайсанским морями. В нем повсеместно образовывались известняки, содержащие нормально-морскую фауну. Во второй половине века временами откладывались доломитовые илы и фауна стала беднее.

Сибирская платформа в визейский век представляла собой огромную равнинную сушу, ограниченную на юге Саянскими и Байкальскими горами. В ее северо-западной части и на юге от Енисейского кряжа существовали крупные пресноводные бассейны, возможно, имевшие связь друг с другом. В них откладывались преимущественно терригенные отложения (пески, алевроиты, глины), реже известняки. На юго-западе Сибирской платформы, так же как и в Алтае-Саянской области, осадки нередко обогащались пепловым материалом. На востоке в Кемпедяйской впадине, примыкающей к Верхоянскому морю, располагались лагуны, иногда получавшие связь с морем. Здесь наряду с терригенными осадками отлагались известняки, доломиты и сульфаты (гипсы, ангидриты). Фауна представлена эстериями и рыбами.

В ранне- и средневизейское время западная часть Ангарского материка находилась в пределах 30—35° с. ш. В более высоких широтах (40—45° с. ш.) в раннем визе уже образовывались гипсы и ангидриты. В позднем визе Ангарский материк находился на широтах 45—60° с. ш.

В Верхоянском море по сравнению с турнейским веком стал преобладать терригенный тип осадков, наряду с которыми продолжали образовываться, но значительно реже, известняки. В Юдомском заливе, сохранившем нормальную соленость, в первую половину века накапливались известняки, алевроиты, аргиллиты и кремнистые породы, заключающие в себе витрокластические туфы. Во второй половине века количество известняков сократилось. Преобладали алевроитистые и известковистые аргиллиты с пластами известняков и линзами кремнистых пород. В ранневизейское время, по-видимому, происходили землетрясения, обусловившие образование обвально-оползневых отложений. Среди осадков тонкого состава иногда располагались огромные глыбы известняков более древнего возраста. В это же время, возможно, существовали наземные и подводные вулканы.

У южного склона Байкальских гор и Станового нагорья располагалась северная окраина Даурского моря. В конце визейского века оно, по-видимому, значительно сократилось. В бассейне рек Ингоды и Онона море было наиболее глубоководным, с кремнистыми и тонкими алевроито-песчаными осадками, с лавами среднего состава, изливавшимися из подводных вулканов. В Приаргунье море было более мелководным.

В нем наряду с песчано-глинистыми осадками отлагались известняки. На востоке преобладал песчаный материал.

В Сихотэ-Алиньском море накапливались преимущественно терригенные и кремнистые осадки, редко известняки. Эффузивы представлены порфиритами среднего состава.

В северо-восточных районах СССР, как и в турнейском веке, морские условия имели весьма широкое распространение. Северо-восточная часть Верхоянского моря и Якутское море, омывающие о. Черского, Омолонский и Аноийские острова, были преимущественно мелководными. В них образовывались органогенные известняки, изобилующие богатой и разнообразной фауной, тонкие песчаные и глинистые осадки. К юго-востоку от цепи островов, протягивающихся от Приохотского полуострова к Анадырскому острову, характер осадков изменяется. Вблизи гористых островов распространялись грубообломочные породы, которые в направлении к Корякскому морю постепенно сменялись относительно глубоководными глинисто-кремнистыми образованиями и туфами основного состава. В Чукотском море отлагались главным образом песчано-глинистые отложения. Известняки сравнительно редки. Среди песков часты кварцевые разности. Источником сноса для них, по-видимому, являлась Гиперборейская равнина.

Намюрский век

В ранненамюрское время, как и поздневизейское, трансгрессия была значительной. В позднем намюре она резко сократилась (см. прилож. 10).

На большей части Восточно-Европейской платформы и в Казахстане моря существовали только в раннем девоне. Континентальные условия широко распространились в Обь-Зайсанской впадине. Кузнецкое море превратилось в прибрежную низменность. В результате регрессии сформировалась суша Казахстано-Тобольского материка, достигшая значительных размеров в поздненамюрское время. Образовалась огромная равнинная область, отделившая Урало-Тяньшаньские морские бассейны от Обь-Зайсанского моря.

Вулканическая деятельность в намюрском веке резко возросла в Средней Азии и Казахстане. Активные проявления подводного вулканизма известны в Южном и Среднем Тянь-Шане и на Северном Памире, а также в Западном Тургае. Здесь происходили излияния лав среднего и основного состава. В Центральном Казахстане, в Казахском вулканическом поясе в это время широко проявлялся наземный вулканизм кислого и среднего состава из вулканов центрального и трещинного типов. Подводные излияния основного состава известны на Северо-Востоке СССР, среднего и основного состава — в Сихотэ-Алине. В других регионах вулканизм не проявлялся.

Климатическая зональность в намюрском веке изменялась от приэкваториальной до умеренной.

В ранненамюрское время в приэкваториальной зоне, в пределах палеомагнитных широт 7—12° с. ш., на северном и южном обрамлении Украинского острова и в Припятском прогибе происходило углеобразование. По появлению первичных доломитов в Московской синеклизе и Волго-Уральской области граница гумидной и аридной климатических зон устанавливается, примерно, на 18—20° с. ш. В Центральном Казахстане вместе с красноцветами образовывались угли. Северная граница аридной зоны проходила, примерно, на 35° с. ш.

На рубеже раннего и позднего намюра произошло значительное перемещение экватора в северо-восточном направлении почти на 20° [180].

Средние палеошироты для намюрского века, показанные на карте, больше соответствуют их положению в поздненамюрское время.

Углеобразование в Донбассе происходило в пределах приэкваториальной зоны южного полушария. В аридной зоне, вероятно, располагался Центральный Казахстан. В восточном Казахстане и Кузбассе образование осадков происходило во влажном климате на палеомагнитных широтах несколько выше 20° с. ш.

В поздненамюрское время по сравнению с ранненамюрским произошло сокращение ширины тропической зоны почти на 15°. Вместе с тем граница умеренной зоны переместилась в область низких палеомагнитных широт, почти до 20° с. ш.

В намюрском веке Евразийская и Тунгусская палеофлористические области были обособлены достаточно четко. В Львовско-Волынском бассейне, как и в Днепровско-Донецкой впадине и в Донбассе, была распространена богатая флора. Здесь находятся разнообразные сфенофиллы, каламиты (*Mesocalamites*, *Calamites*, последние *Asterocalamites*) с их листвою (*Asterophyllites*, *Annularia*), лепидофиты (*Lepidodendron*, *Lepidoploios*, *Stigmaria*, *Sigillaria*, *Demetria*), птеридоспермы (*Alloiopteris*, *Diplotmema*, *Lyginopteris*, довольно редкие *Neuropteris*, первые *Mariopteris* и *Alethopteris*), папоротники (*Dactylothea*), кордаиты и семена (*Trigonocarpus*, *Hexagonocarpus*).

В Центральном Казахстане в пределах Евразийской области выделяется Казахстанская провинция, где во флоре присутствует примесь тунгусских элементов.

В Тунгусской области основной фон флоры по-прежнему составляют лепидофиты (*Sublepidodendron*, *Siberiodendron*, *Angarodendron*), папоротниковидные *Angaropteridium*, *Chacassopteris*, первые *Angariidium* и *Neuropteris*.

Средиземноморская и Бореальная палеозоогеографические области в намюрском веке довольно значительно отличаются. В Средиземноморской области фораминиферы в раннем намюре менее разнообразны, чем в визейском веке, и отличаются от бореального сообщества главным образом наличием семейства *Bradyinidae*. В то же время для Бореальной области характерны *Brunsia*, *Planoarchaediscus* и *Planospirodiscus*. Только в Средиземноморской области известны семейства брахиопод *Schizophoriidae*, *Entelletidae*, *Daviesiellidae*, *Prodictellidae*, *Linoproductidae* и роды *Argentoproductus*, *Pugnax*, в то время как для Бореальной области характерны семейство *Tetracameridae* и роды *Leiorhynchus*, *Balakhonia*, *Orulganina*, *Toriniifer*. В Бореальной области кораллы намюра изучены слабо, но все же может быть отмечено почти полное отсутствие колониальных форм.

На Восточно-Европейской платформе в первую половину намюрского века морские условия широко распространились. Преимущественное развитие карбонатов при почти полном отсутствии терригенных пород свидетельствует, по-видимому, не только о расширении трансгрессии по сравнению с поздневизейским временем, но также в какой-то мере об уменьшении выноса обломочного материала с суши, связанное с усиливающейся аридизацией, которая началась еще в конце визейского века. Присутствие в морских отложениях первичных доломитов подтверждает это. Они распространены почти по всей платформе, за исключением юго-западной ее части (Саратовской и Волгоградской областей). В поздненамюрское время размеры моря резко сократились. Оно сместилось в восточные и юго-восточные районы платформы. Русское море имело широкую связь с Днепровско-Донецким морем и морем Галицийско-Волынской впадины. В приморских условиях образо-

вались угли. Угленакопление распространилось также на южное обрамление Украинской возвышенности.

В море Большого Кавказа по-прежнему преобладали терригенные осадки. Обломочный материал поступал как с островов, так и с Закавказской возвышенности.

На Урале, как и на платформе, преобладало образование известняков. Роль терригенных отложений резко сократилась. Наиболее активно вулканическая деятельность проявлялась в Западной части Тургайского прогиба (преимущественно эффузивы среднего и реже основного состава). Мощности намюра на западном склоне Урала превышают 500 м, на восточном они несколько меньше — до 350 м. В Западной части Тургайского прогиба мощности намюрских отложений неполны, по-видимому, из-за размыва, происходившего в начале среднего карбона. Они колеблются в пределах первых десятков метров.

Среднеазиатское море в намюрский век занимало большую площадь. Некоторое сокращение морского бассейна произошло в западных районах Среднего и Южного Тянь-Шаня. На северной окраине моря расширилась зона накопления обломочного материала. В полузамкнутых лагунах образовывались красноцветные песчаники, конгломераты и пропластки гипсов. В южной части Чаткало-Нарынской зоны морского бассейна преимущественное развитие имели карбонатные породы — известняки, часто доломитовые. Относительно глубоководным было море Южного Тянь-Шаня. К северу от Туркестано-Алайского острова откладывались карбонатно-кремнистые осадки. На Памире происходило накопление мощных преимущественно терригенных образований. Для намюрского века характерно активное проявление подводного вулканизма. В районе Кураминского хребта изливались преимущественно эффузивы среднего состава, в Южном Тянь-Шане и на Северном Памире — порфириды среднего и основного составов.

В Центральном Казахстане усиление регрессии привело к резкому сокращению размеров морей. Перестало существовать Баянаульское море. Оно распалось на ряд полузамкнутых мелководных бассейнов, далеко вдававшихся в пределы суши, а также лагун и заливов. Произошло объединение отдельных групп островов в крупный материк. Прекратило существование Моинтинское море. Наиболее крупный остаточный морской бассейн сохранился в западной части Центрального Казахстана на месте Жезказганской и Чуйской впадин (Чуйское море). Здесь в начале намюрского века накапливались перемежающиеся терригенные карбонатные и кремнистые осадки. На небольших участках в полузамкнутых лагунах происходило осаждение гипсов и ангидритов. На северо-западе возник единый Тенизско-Карагандинский бассейн, в котором в начале намюра накапливались песчаные и глинистые осадки, а в западной его части и карбонатные. На юге, в Кипчакско-Карагандинском прогибе, в пресноводных бассейнах и в устьях рек продолжалось углеобразование.

Третий остаточный морской бассейн обособился в пределах Саякского и Северо-Джунгарского прогибов (Джунгаро-Балхашское море). В нем происходило накопление терригенных и пепловых осадков и реже карбонатных (Саякский прогиб).

По периферии Джунгаро-Балхашского моря отдельные вулканические зоны, возникшие в конце визейского века, сомкнулись в единый вулканический пояс. Вулканизм здесь проявлялся в наземных и реже в подводных условиях. В западной части вулканического пояса извержения носили взрывной характер. Продукты извержения имели смешанный состав (от липаритов до андезитов). В Алакульской вулканической зоне эффузивная деятельность протекала на дне мелководного

морского бассейна. Сюда одновременно с продуктами извержений приносился со стороны Чингизской суши тонко- и мелкообломочный материал.

В намюрский век продолжалось сокращение Зайсанского моря. В поздненамюрское время море из этой области ушло, за исключением узкой зоны, совпадающей с подобной полосой морских отложений, установленной для башкирского века. Из-за отсутствия достаточных сведений об условиях осадконакопления в поздненамюрское время в данном регионе, так же как и в ряде районов Центрального Казахстана, представленная карта отражает палеогеографию главным образом ранненамюрского времени.

Области размыта в раннем намюре располагались в Рудном и Южном Алтае, в Жарма-Саурской зоне. Небольшое островное поднятие предполагается в Чарской зоне. Общее поднятие, проявляющееся в ранненамюрское время, привело и к изменению состава осадков морского бассейна. Происходило накопление терригенных, преимущественно песчаных осадков. В непосредственной близости к Чарскому острову в составе осадков большую роль играл пирокластический материал. Последнее, вероятно, указывает на то, что каналы, по которым изливалась магма в визейском веке, были залечены и извержения поэтому носили взрывной характер. Преимущественно песчаный состав осадков, плохая сохранность морской фауны, наличие растительных остатков указывают на мелководность бассейна.

В Кузбассе продолжалась регрессия моря, начавшаяся еще в верхотомское время. Усилился снос обломочного материала с суши Салаира и Кузнецкого Алатау. В это время в Кузнецком море, а также, по-видимому, и на западе от Салаира, образовалась широкая прибрежная низина, на которой накапливались континентальные и реже морские и лагунные терригенные осадки, отвечающие кратковременной трансгрессии Колывань-Томского моря.

Минусинский прогиб представлял собой систему разобщенных котловин, покрытых болотами и озерами. По ним протекали реки, переносившие большое количество обломочного материала. Поступление гравийно-галечных песчаных выносов временами прекращалось, и отлагались алевритовые и глинистые частицы. В долинах рек, озерах и болотах скапливался аллохтонный растительный материал. Областями сноса служили Кузнецкий Алатау и Западные Саяны. С Восточных Саян обломочный материалносился, по-видимому, только в Северо-Минусинскую котловину. Тувинская впадина в это время являлась аллювиальной равниной, сложенной гравийно-галечниковым и песчаным материалом, реже алевритами и глинами, с линзами аллохтонных углей.

На Таймыре море существовало в раннем и, вероятно, в позднем намюре. Предполагаемые верхненамюрские отложения известны только в одном пункте. В Таймырском море продолжалось накопление чистых известняков с примесью глинистого материала — на западе.

На Сибирской платформе в это время существовал пресноводный бассейн. На северо-западе известны находки морской фауны (фатьянинская свита), указывающие на связь этого бассейна с морем. На юге, в Канско-Тасеевской впадине, в бассейне верховьев Подкаменной и Нижней Тунгуски и среднего течения Ангары преобладало накопление песчаников, иногда известковистых, конгломератов и реже аргиллитов. Отмечается присутствие пеплового материала.

В Верхоянском море отлагались преимущественно глины, иногда известковистые, алевриты и пески. Известняки образовывались реже. В Юдомском заливе они известны в виде редких прослоев. В поздненамюрское время известняки не отлагались. В Западном Верхоянье

в условиях прибрежной низменности, иногда затопляемой морем, развиты песчано-глинистые, иногда углистые отложения. Верхоянское море имело связь с Таймырским, но состав фауны как в раннем, так и в позднем намюре был существенно различным. Вполне вероятно, что эти отличия были связаны не только с иными фациальными условиями существования фауны, но также с отличиями в температурах этих морей. Море Северного Верхоянья было расположено севернее Таймырского на 10° , а Юдомский залив почти на 20° . В ранненамюрское время Юдомский залив располагался почти на 65° с. ш., а в поздненамюрское почти на 50° с. ш.

После регрессии, которая началась в Даурском море со второй половины визейского века и продолжалась в раннем намюре, в позднем намюре море вновь возвратилось на территорию Забайкалья. Узкий Даурский пролив соединялся с Верхоянским морем восточнее Приохотского полуострова. В нем отлагались песчано-алевритовые породы, перемежающиеся с пачками конгломератов и дресвянистых конгломератобрекчий. Присутствуют редкие прослои органогенно-обломочных известняков. Происходили наземные излияния кислых лав.

В Сихотэ-Алиньском море, как и в визейском веке, преобладало накопление глин, алевритов и песчаников, а также глинисто-кремнистых осадков с редкими линзами известняков. В мелководной зоне юго-востока (гора Зарод) предполагается присутствие рифовых массивов.

В северо-восточных районах СССР характер осадков по сравнению с визейским веком мало изменился. К востоку от Омолонского острова отлагалась песчано-глинистая толща с проявлениями углистости. По флоре она отнесена к верхней части нижнего и низам среднего карбона. Наибольшие мощности не превышают 100 м. На Чукотке в это время было распространено море. В Корякском хребте к намюру отнесена кремнисто-туфогенная толща с предположительной мощностью до 350—900 м.

СРЕДНИЙ КАРБОН

Башкирский век

По сравнению с намюрским веком в башкирском веке значительно сократились морские акватории (см. прилож. 11). Частично эти изменения произошли уже в позднем намюре. Казахстан превратился в равнинную сушу с низкогорными хребтами, с вулканическими горами в центральной части. В западной части к Казахстанскому нагорью приключилась Западно-Тургайская равнина, возникшая после регрессии в юго-восточной части Уральского моря. От Алтайской возвышенности Казахстан отделялся лишь узким Обь-Зайсанским проливом. На месте Чу-Тенизского моря возникла система крупных озер, которые на юге эпизодически сообщались с морскими бассейнами Средней Азии и Урала. Сократились размеры Джунгаро-Балхашского моря. Увеличились размеры Воронежской и Пинежской равнин на Восточно-Европейской платформе, причленившихся к Прибалтийской и к Карельской равнинам. Морской бассейн был распространен главным образом на востоке платформы. Значительно сузилось Кавказское море. На Большом Кавказе возникла возвышенность.

С начала среднего карбона увеличилась контрастность рельефа суши в основном в областях эпикаледонской консолидации — в Центральном Казахстане и в Алтае-Саянской области. Значительно шире распространился низкогорный рельеф.

В башкирский век резко сократился подводный вулканизм, который сохранился только в Средней Азии, где оставил после себя лавы

и туфы среднего и основного состава, а также на Сихотэ-Алине и в северо-восточных районах СССР. Наземный вулканизм по-прежнему был активным в Казахстане. Впервые проявился вулканизм на Большом Кавказе и Приохотском полуострове.

Климатические условия в башкирском веке изменялись от экваториального до умеренного влажного. К приэкваториальной гумидной зоне южного полушария относится Донбасс с активным угленакоплением (среднее положение 7° ю. ш.). В северном полушарии, примерно в этих же широтах (в Средней Азии) возникли коры выветривания, дериваты которых в позднебашкирское время образовали залежи бокситов. В несколько более высоких широтах — около 10° с. ш. на северо-восточной окраине Среднеазиатского бассейна и в ряде районов Центрального Казахстана происходило слабое сульфатообразование. В отдельные моменты засушливость климата смягчалась: образовывались медистые песчаники, а иногда происходило накопление углей. Наряду с неустойчивостью аридных условий отмечается также уменьшение ширины аридной зоны, которая не превышала, по-видимому, $5-7^{\circ}$; в поздневизейское время она достигала 15° . Условия влажных субтропиков или теплоумеренной зоны существовали в Восточном Казахстане на палеоширотах $15-17^{\circ}$ с. ш. В Кузбассе на палеошироте около 20° с. ш. гумидность климата была выражена более отчетливо.

Палеофитогеографическое районирование для среднего карбона еще недостаточно ясно, поскольку ряд местонахождений флоры датирован недостаточно точно, а флористические комплексы иногда изучены в первом приближении (флоры Урала, Центрального Казахстана, Прибалхашья и Джунгарии). Весьма разноречивы также представления о возрасте острогской свиты. В связи с этим предложенные схемы фитогеографического районирования для намюрского, башкирского и московского веков приходится рассматривать как сугубо предварительные (С. В. Мейен).

В башкирском веке для Еврамерийской области характерны лепидофиты (*Lepidodendron*, *Sigillaria*, *Ulodendron*, *Bothrodendron*), сфенофиллы, каламиты (*Calamites*, *Annularia*, *Asterophyllites*), папоротники (*Renaultia*, *Dactylothea*, *Zeilleria*, *Corynepteria*, *Asterothera*), птеридоспермы (*Alethopteris*, *Mariopteris*, *Neuropteris*, *Diplotmetia*, *Eusphenopteris*, *Lyginopteris*, *Odontopteris* и кордаиты. В Тунгусской области, как и в намюрском веке, основной фон по-прежнему составляют лепидофиты и специфические ангарские папоротники.

Начиная со среднего карбона различия фаун Средиземноморской и Бореальной палеозоогеографических областей становятся более резкими. Граница между областями совпадает с границей палеофлористических областей и соответствует границе субтропического и умеренного климатов. Особенно существенным является отсутствие в Бореальной области фузулинид и колониальных кораллов. Только в Бореальной области известны семейства брахиопод *Horridoniidae* и *Tetracameridae*, роды *Waagenoconcha*, *Tomoipsis* и *Orulgania*. Отсутствует род *Choristites*, за исключением Таймыро-Хараулахской провинции, но известные там виды не являются характерными представителями этого рода.

Уссурийско-Корякская провинция, как и в раннем карбоне, по присутствию теплолюбивой фауны относится к Средиземноморской палеозоогеографической области. Это находится в явном противоречии с положением полюса и с закономерной смесой климатов на территории СССР, в соответствии с которой Уссурийско-Корякская провинция должна находиться в зоне умеренного, а не тропического климата. Эта аномалия, наблюдающаяся также для московского века и позднего карбо-

на, отмечается и для перми. Палеомагнитные измерения, сделанные по пермским породам, указывают на низкие широты.

В пределах Восточно-Европейской платформы море в начале века существовало только в восточных и южных районах. В Московскую синеклизу оно распространилось во вторую половину века. В начале века в море образовывались известняки, за исключением той его части, которая соответствует территории Саратовской и Волгоградской областей, где так же, как и в Днепровско-Донецкой впадине, происходило, кроме того, накопление терригенного материала. Башкирское море было мелководным. В восточной его части по берегам островов нередко образовывались брекчиевидные известняки и известняковые конгломераты. Возле острова, находившегося к северо-западу от г. Казани, накапливались конгломераты и брекчии, состоящие из известняков и доломитов верхнего визе и нижнего намюра. Во второй половине века принос терригенного материала увеличился. Терригенный материал достигал Волго-Уральской области. Наибольшее количество его поступало из северных районов. Преимущественное накопление обломочного материала в Днепровско-Донецком море и в южных районах Волго-Уральской области может быть объяснено положением этих районов в тропической зоне, в результате чего реки могли выносить большее количество обломочного материала, чем с северной суши, которая находилась в условиях аридного климата.

Кавказское море в башкирском веке резко сократилось. Возникла равнинная суша, на которой в замкнутых впадинах и на морском побережье откладывались песчано-глинистые и грубообломочные осадки мощностью до 400 м. Известны туфы эффузивов кислого состава.

Уральское море в башкирский век также уменьшилось. Западная часть Тургайского прогиба присоединилась к Казахской суше. В Уральском море образовывались преимущественно известняки. Только во впадинах, окаймлявших субмеридионально вытянутые гористые острова, отлагался терригенный, иногда грубообломочный материал.

Среднеазиатское море в раннебашкирское время сократилось, образовалась обширная суша, охватившая западные отроги Гиссарского и Туркестанского хребтов, Центральные Кызылкумы и Чаткало-Кураминскую горную область. Наиболее глубоководная часть моря располагалась в восточной части Ферганской впадины и северного склона Алайского хребта, где образовывались известняково-кремнистые отложения. В более мелководных участках моря отлагались известняки, редко доломитовые и терригенные осадки. Море было обильно населено фауной, обитавшей в некотором отдалении от берегов. В прибрежных частях бассейна она расселялась в периоды ослабления привноса терригенного материала. В песках и алевролитах, образовывавшихся вблизи устьев рек, захоронялись фрагменты растений и растительный детрит. В лагунах, временами сообщавшихся с морем, наряду с алевролитами и известняками отлагались глинистые гипсы.

В позднебашкирское время море начало расширяться в западном и юго-западном направлениях, захватив значительные площади суши. На севере оно заметно обмелело, увеличился привнос терригенного материала и произошло расширение северной суши к югу.

На Памире море было преимущественно мелководным. В его центральной части отлагались песчано-глинистые осадки. Известняки образовывались на самом севере Памира.

Суша, обрамлявшая Среднеазиатское море, представляла собой низкие и возвышенные равнины и реже низкие горы. На месте Киргизского хребта существовала крупная впадина, имевшая связь с морем. В восточной ее части происходило угленакopление. На территории Кы-

зылкумской суши и на смежных территориях в раннебашкирское время, а возможно, и в поздненамюрское развивались коры выветривания, послужившие материалом для накопления в верхнебашкирских известняках линзовидных залежей диаспор-каолинитового и шамозит-диаспорового бокситов.

В башкирский век проявлялся подводный и наземный вулканизм преимущественно основного и среднего состава.

Климат в Средней Азии в раннебашкирское время был тропический, переменно-влажный, способствующий образованию кор латеритного выветривания. Более сухим он был в области, примыкающей к Казахстанскому материку, где в отдельные моменты образовывались гипсы.

В Казахстане сохранились Джунгаро-Балхашское море и Обь-Зайсанский пролив. В Тенизской, Джезказганской, Сарысуйской и Чуйской впадинах продолжало существовать обширное море-озеро с пресноводной реке солоноватоводной фауной, возникшей еще в конце намюрского века. Присутствие фораминифер в известняках таскудукской свиты в районе Сарысуйских куполов, кораллов и брахиопод на северо-восточном склоне Малого Каратау указывает на существование временной связи южной части Чуйско-Тенизского водоема со Среднеазиатским и Уральским морями.

Отложения этого водоема представлены красноцветной, реже зеленоцветной толщей песчаников, алевроитов, аргиллитов, иногда с горизонтами окремненных известняков и кремней (Джезказганская впадина). Обломочный материал сносился с гор и равнин Казахского нагорья и с запада. Он состоял из зерен кварца, полевых шпатов, эффузивных пород, реже обломков известняков. Кремнистость связывается с экзогенными процессами, возможно, с переносом пеплового материала из действующих вулканов.

В условиях аридного климата, существовавшего в Центральном Казахстане, обломочный материал переносился временными потоками, образовывались косослойчатые породы. Наблюдается также слойчатость эолового типа. Образование углей происходило в континентальных озерно-болотных водоемах, в которые впадали реки, текшие с востока, с Чингизской суши, находившейся в это время в более увлажненных условиях. Угли образовывались на Казахстанском побережье Обь-Зайсанского пролива, граничащего с гумидной зоной Кузнецкой прибрежной низменности. Центральный и Восточный Казахстан в это время находились между 5 и 17° с. ш. На Казахском нагорье продолжалась вулканическая деятельность, образовывались эффузивы среднего, реже кислого состава и их туфы.

В пределах Кузнецкой низменности, обрамляющей юго-восточный берег Обь-Зайсанского моря, развивался комплекс прибрежно-морских отложений с морской и солоноватоводной фауной, отложений пресных озер, аллювия дельт и заболоченных равнин. Салаирский низменный остров, отделяющий с запада Кузнецкий залив, вероятно, периодически погружался ниже уровня моря.

В направлении от Чулымо-Енисейской впадины к югу роль континентальных отложений увеличивалась. В Северо-Минусинской впадине преобладали условия опресненного бассейна, который так же как и Тувинский, возможно, имел связь с морем, но не исключено, что он был бессточным. Здесь отлагались преимущественно песчано-алевритовые отложения, иногда с глинами. В Южно-Минусинской впадине образовывались конгломераты. Условия угленакопления в башкирском веке и в намюрском были сходными. Наибольшие мощности отложений в Кузнецкой котловине превышали 300 м.

На Таймыре, так же как и на Восточно-Европейской платформе и в Южном Тянь-Шане, море наибольших размеров достигло в позднебашкирское время. В южной части Таймыра морские условия существовали в течение всего башкирского века, а во второй половине они распространились на север. Отлагались преимущественно известняки, только на востоке накапливались глины и алевролиты. В южной части Таймыра мощность известняков достигает 700 м, а в северной 60—80 м. Верхнебашкирские известняки отлагались также на Новосибирских островах и в районе устья р. Лены.

Ангарский материк в башкирский век представлял собой озерно-аллювиальную равнину, на которой, в условиях влажного умеренного климата отлагались углистые глины, алевролиты и пески, а иногда образовывались угли (Канско-Тасеевская впадина). В центральной части этой равнины — на р. Нижней Тунгуске, в Туринской опорной скважине, в бассейне верховья р. Вилюя и в ряде других пунктов отмечаются линзы и пласты известняков, обычно не содержащих фауны, свидетельствующие о повышении минерализации вод озерного бассейна, которая во влажном климате могла возникнуть в условиях доступа морских вод, возможно, со стороны Таймырского моря, а также за счет выноса карбонатных вод с суши, сложенной известняками и доломитами.

Мощности отложений, относимых к башкирскому ярусу, условны в связи с отсутствием точной возрастной датировки. В большинстве случаев они колеблются в пределах первых десятков метров.

В Верхоянском море и в Юдомском заливе преобладало накопление алевроито-глинистых и песчаных отложений. В Сетте-Дабане образовывались преимущественно алевроито-глинистые породы, а в Орулгане алевроито-песчаные. Известняки известны только в Северном Верхоянье и на Новосибирских островах, на палеошироте до 40° с. ш. В более высоких широтах — в Юдомском заливе — они отсутствуют. В Орулгане и Сетте-Дабане эпизодически образовывались глины с известковистым цементом. Б. С. Абрамов отмечает, что на дне моря, в котором отлагались известковые глины, фауна обычно была более обильной.

На Прихотском полуострове, по-видимому, с начала среднего карбона стал проявляться наземный вулканизм. Известны туфы кислого и среднего состава. Мощность осадочно-вулканогенных пород, примерно, достигает 100—200 м.

В Северо-Восточных районах СССР роль известняков значительно сократилась. Преобладающее значение приобрели песчано-глинистые отложения. Подводный вулканизм проявлялся южнее о. Черского (на р. Зырянке). Происходили излияния основного состава.

Московский век

В начале московского века (см. прилож. 12) произошло сокращение морских акваторий восточнее Урала — в Средней Азии и Казахстане, а в конце века и на Урале. Уменьшилось в размерах Таймырское море. Даурский пролив в юго-западной части превратился в низменную равнину. Регрессии охватили также северо-восточные районы СССР. Только на Восточно-Европейской платформе и в Верхоянье морские бассейны расширились. Внутренние бассейны Сибирской платформы, испытывавшие так же как и Верхоянье, погружение, получили связь с Обь-Зайсанским и, вероятно, с Верхоянским морями.

Увеличилась контрастность суши. В Средней Азии низкогорный рельеф возник в западной части Среднего Тянь-Шаня, увеличилось количество гор в Восточном Казахстане.

Вулканизм, так же как и в башкирском веке, имел преимущественно наземный характер. Наиболее активные его проявления отмечаются

в Центральном Казахстане. Значительно сократился подводный вулканизм в Средней Азии. Проявления наземного вулканизма известны также на Большом Кавказе и Закавказье, в Забайкалье. Морской вулканизм по-прежнему развивался в северо-восточных районах СССР и в Сихотэ-Алине.

Экватор по сравнению с башкирским веком переместился к юго-западу, примерно, на 9° . Донбасс, как и в башкирском веке располагался в приэкваториальной зоне, но уже северного полушария. Ширина этой зоны в московском веке не превышала $5-8^\circ$. Примерно, на этих широтах в Московской синеклизе откладывались хемогенные доломиты с флюоритом, указывающие на сухой и жаркий климат аридной зоны.

В раннемосковское время аридизация была выражена менее резко, чем в позднемосковское. Области с отчетливо выраженным аридным климатом на этих же широтах сменялись областями с более влажным климатом. В восточной части Русского моря на тех же широтах, что и в Московской синеклизе, и даже на несколько более высоких (до $15-18^\circ$ с. ш.), климат иногда увлажнялся. В прибрежно-континентальных условиях образовывались угли и углистые глины.

В позднемосковское время засушливость аридной зоны усилилась. В Волго-Уральской области увеличилась роль раннедиагенетических и хемогенных доломитов. Усиление аридизации оказало влияние на некоторое изменение климата Донбасса. С этим, по-видимому, можно связывать перемещение ксерофитных элементов флоры в ареалы развития мезофильно-гигрофильной ассоциации флоры, существовавшей с раннемосковского времени, что отмечается О. П. Фисуненко.

Центральный Казахстан в московском веке располагался, вероятно, в субтропической зоне. На палеомагнитной широте $22-25^\circ$ с. ш. образовывались медистые песчаники. Теплоумеренный климат был распространен в Восточном Казахстане и Кузбассе, на палеомагнитных широтах $26-28^\circ$ с. ш., где происходило значительное угленакопление.

В московском веке по сравнению с башкирским в большей степени распространился терригенный тип осадков. Образование карбонатов происходило на Восточно-Европейской платформе, на Урале, Новой Земле и в Средней Азии от приэкваториальной до субтропической зоны.

Угленакопление проходило в тропическом влажном климате (Донбасс), а также в умеренном климате Восточного Казахстана, Кузбасса и Сибирской платформы.

В московском веке в Еврамерийской палеофитогеографической области (Донбасс) продолжала существовать флора европейского типа, отличающаяся от флоры башкирского века постепенным исчезновением *Lepidodendron*, *Eusigillaria*, появлением птеридоспермов с сетчатым жилкованием, значительным развитием мараттиевых, папоротников *Asterotheca*, *Ptychocarpus* и др.

В Тунгусской палеофитогеографической области вместо «лепидофитовой формации» развивается «кордаитовая формация», т. е. кордаиты (род *Rufloria* и своеобразные *Cordaites*) становятся основным фоном растительности. Роль лепидофитов (*Angarodendron* и др.) сильно уменьшается и к концу среднего карбона они встречаются крайне редко. Зато процветают разнообразные папоротниковидные роды *Angaridium*, *Angaropteridium*, *Neuropteris*, *Sphenopteris*, реже *Gondwanidium*. Весьма обычны членистостебельные *Paracalamites* и *Koretrophyllites*.

В Тунгусской области выделяется Казахстанская провинция, занятая уже флорой тунгусского типа, практически лишенной еврамерийских элементов.

По С. В. Мейену, в среднем, так же как и в позднем карбоне, степень изоляции ангарской флоры резко увеличивается. Сезонность климата становится очевидной (древесины с кольцами прироста). Преобладание во флоре растений с пикноксиллическими стволами указывает на то, что условия произрастания не были тропическими. Засушливость климата устанавливается по присутствию хвойных в Калбинском районе Казахской провинции. В Еврамерийской области к засушливому району относится восточноруральское местонахождение флоры.

В московском веке граница Средиземноморской и Бореальной палеогеографических областей по сравнению с башкирским веком смещается к юго-западу. В Северо-Новоземельской провинции Бореальной области присутствуют роды брахнопод *Jacutoproductus*, *Orulganina*, характерные для этой области, а также некоторая примесь представителей фауны смежной Средиземноморской области — единичных фузулинид и хористит. В Таймыро-Хараулахской провинции в отличие от башкирского века развиты почти все элементы фауны, характерной для Бореальной области, которые также широко распространены в Забайкальской провинции и в Верхоянье.

Присутствие рода *Choristites* в бассейне р. Омолона ставит под сомнение существование единой Верхояно-Колымской провинции, поскольку в восточной ее части присутствуют представители фауны Средиземноморской области. В Усурийско-Корякской провинции Средиземноморской области по-прежнему распространена фауна тропического типа. Кроме фузулинид, в северной части обнаружены хориститы.

На Восточно-Европейской платформе Русское море распространялось значительно шире, чем в башкирском веке. Произошло сокращение размеров Воронежской равнины. Северная — Пинежская суша еще продолжала существовать в начале века, но, по-видимому, с каширского времени и она полностью покрылась морем.

В раннемосковское время наряду с известняками и доломитами широко распространялись глины, алевролиты. Песчаный материал отлагался преимущественно в Московской синеклизе, в Саратовской, Волгоградской областях и Днепровско-Донецкой впадине. Так же как и в башкирском веке, наблюдалось увеличение выноса обломочного материала в большей мере с Украинской и Воронежской равнин, чем с Балтийской суши. Причиной этому являлось различие в климатах этих районов.

Во внутренних впадинах Кавказской возвышенности, располагавшейся в приэкваториальной зоне, накапливались континентальные угленосные толщи мощностью до 600 м. Как здесь, так и на Закавказской возвышенности существовали наземные вулканы.

Моря Восточно-Европейской платформы и Урала имели между собой открытую связь. В западной части Уральского моря преобладал карбонатный и карбонатно-терригенный тип осадков, весьма сходный с осадками платформы. Иные осадки накапливались вдоль прогибов, окаймлявших субмеридионально расположенные гористые острова как в западной, так и в восточной частях моря. Это ритмично построенные толщи, сложенные преимущественно обломочными, иногда терригенно-карбонатными породами флишеидного и флишевого типа. Промежуточное положение между ними занимала полоса нормальных, иногда рифовых известняков (к юго-западу от г. Челябинска и на р. Луговой).

Некоторые данные позволяют предполагать, что на Урале в начале века климат был более влажным, чем в его второй половине. Об этом свидетельствует присутствие углистых аргиллитов в низах московского яруса Алапаевского и Луговского районов. В позднемосковское время климат стал резко выраженным аридным. Наряду с красноцвет-

тами на реках Караболке и Багаряке были встречены гипсы. Эти немногочисленные факты согласуются с климатическими обстановками в восточных районах Восточно-Европейской платформы для начала и конца московского века. По палеомагнитным данным, положение района г. Актюбинска соответствовало, примерно, 13—15° с. ш., а г. Свердловска — 18° с. ш.

Проявления вулканизма известны в западной части Тургайского прогиба в виде лав и туфов андезито-базальтового состава.

В Средней Азии в раннемосковское время произошло значительное обмеление северной части моря и разделение его на две обособленные части низменной равниной. На юго-западе располагалось открытое мелкое море, в котором накапливались карбонатные илы. В нем обитала обильная фауна и существовали обширные заросли водорослей.

К позднемосковскому времени бассейн еще больше сокращается. Возникновение крупных островов и формирование низкогорной суши на севере обусловили усиление привноса обломочного материала — галечников, песков, глин почти на всей акватории морского бассейна. Относительно глубокая часть моря располагалась в Южной и Восточной Фергане.

На Памире в московский век палеогеографическая обстановка была в общих чертах той же, что и в башкирский век. Лишь более широкой стала область образования известняков, содержащих обильную и разнообразную фауну.

Вулканизм проявлялся в наземных условиях и весьма незначительно в подводных в виде эффузивов основного и среднего составов.

Аридность климата была выражена нечетко. Терригенные породы имеют преимущественно серую и зеленую окраски, отмечается образование углей в межгорной впадине в районе современного Киргизского хребта. По осредненным палеомагнитным данным для всего века рассматриваемая область располагалась между 10 и 20° с. ш.

Суша Казахстана-Тобольского материка, разделявшая Уральско-Среднеазиатский и Обь-Зайсанский морские бассейны, расширилась. Кроме западной части Тургайского прогиба, причленившейся к ней еще в башкирском веке, суши стала западная часть Среднего Тянь-Шаня. От Алтайской горной страны Казахстана-Тобольская суша отделялась лишь узким морским проливом.

На Казахском нагорье, как и в башкирском веке, преобладал континентальный режим. По-прежнему активной была эффузивная деятельность вулканов Казахского вулканического пояса, хотя площадь его на юго-западе, по-видимому, несколько уменьшилась. В Тенизско-Чуйском водоеме отлагались красноцветные песчано-глинистые осадки, реже зеленоцветные часто медистые обломочные породы. Временами Тенизское озеро обособлялось от Чуйского, которое, как и в башкирский век, имело связь с морем. В Восточном Казахстане расширился ареал континентального угленакопления. Изредка проявлялся наземный вулканизм.

На северном склоне Алтае-Саянской горной области в Кузнецкой прибрежной низменности в течение века перемежались условия морского залива, кратковременно сменявшиеся условиями континентального, заболочиваемого побережья. Салаирский остров, как и раньше, временами затоплялся. К востоку от него залив был крайне мелководным, с подвижной водной средой, препятствующей угленакоплению. Здесь образовывались песчаные пересыпи, бары и косы. В северной части Кузнецкого залива соленость в большей степени приближалась к нормальной, чем в южной. В ней обитали некоторые виды брахиопод.

Внутриконтинентальные пресноводные бассейны Алтае-Саянской области не имели связи с морем. В Минусинском прогибе крупные озера сменялись заболоченными озерно-аллювиально-пролювиальными равнинами. В Тувинской впадине преобладали условия пресноводного бассейна, заносившегося массами аллювия, иногда сменяющиеся условиями заболоченных равнин.

На Таймыре по сравнению со второй половиной башкирского века море несколько сократилось. Расширилась к югу Северо-Земельская равнина, но связь Таймырского моря с Верхоянским, Новоземельским и Обь-Зайсанским морями по-прежнему не была затрудненной. В Таймырском море резко изменился характер осадков. Вместо известняков стали отлагаться глины, алевроиты и пески, часто известковые, лишь в западной его части продолжалось накопление известняков.

На Сибирской платформе, в западной и центральной ее частях, по-прежнему существовала озерно-аллювиальная равнина в центральной части, в которой преобладали безугольные осадки. В верхнем течении р. Вилюя в алевроито-глинистых отложениях были обнаружены брахиоподы, которые, по-видимому, проникли в бассейн Среднесибирской равнины в моменты эпизодического внедрения морских вод Верхоянского моря через Вилюйскую низменность.

Боле устойчивая связь с морем была в Канско-Тасеевской впадине, где в условиях солонатоводного бассейна, отлагались песчано-карбонатные осадки с мшанками, брахиоподами и пелециподами. Проникновение морских вод происходило через Чулымо-Енисейскую приморскую равнину. В результате расширения Верхоянского моря сократилась полоса прибрежной равнины. В нем накапливались преимущественно глинисто-алевритовые илы, за исключением северных районов, где отлагались песчаные осадки. Ослабление привноса песчаного материала в Верхоянском море, по-видимому, так же как и проникновение морской фауны в бассейны Сибирской платформы, отражает тенденцию к погружению обоих регионов. По палеомагнитным данным, Верхоянское море и Юдомский залив располагались примерно между 47 и 57° с. ш.

Резко сократился морской бассейн в Забайкалье. Вся его юго-западная часть превратилась в низменную равнину. Морские условия сохранялись только в бассейне р. Шилки и, по-видимому, к северо-западу от известных выходов морских отложений. Накапливался грубообломочный и песчаный материал. Мощность отложений велика. Вместе с позднекаменноугольными осадками она достигает 2000 м.

ПОЗДНИЙ КАРБОН

В позднем карбоне (см. прилож. 13) площади морей сократились в еще большей степени. Морской режим сохранился на Восточно-Европейской платформе, в Днепровско-Донецком прогибе и его юго-восточном продолжении, в Южном Тянь-Шане и на Памире. В Забайкалье морской режим сохранился только в Приаргунье. Произошло уменьшение морской акватории на Урале, море сохранилось только на западном его склоне.

Связь западных и восточных морей, как и в среднем карбоне, осуществлялась через Новоземельское море и узкий Таймырский морской бассейн. Обь-Зайсанское море в южной своей части перестало существовать. На севере оно стало крайне мелководным, с низменными заболоченными островами. В северо-восточных районах СССР также произошло дальнейшее сокращение морей. Перестало существовать или

значительно сократилось Якутское море, и Омолонский остров соединился с Чукотской низменностью.

Размеры суши в позднем карбоне достигли наибольших размеров. К Западно-Сибирской (Тобольской) равнине и к Казахскому нагорью причленились Уральская горная страна, Центрально-Кызылкумские горы и Алтае-Саянская континентальная область. Рельеф суши стал наиболее контрастным. Наряду с равнинным и низкогорным ландшафтом приобрел существенную роль высокогорный ландшафт.

По сравнению с московским веком в еще большей мере распространился терригенный тип осадков и сократилось накопление карбонатов. Угленосные отложения, как и в московском веке, были связаны с тропической и умеренной влажной зонами.

В позднем карбоне, так же как в раннем и среднем, наблюдалась отчетливая климатическая дифференциация. На территории СССР существовали климаты тропической, субтропической и умеренной климатических зон. В низких широтах, как и в московском веке, преобладали аридные условия, но аридизация проявлялась более интенсивно. В Донбассе еще происходило углеобразование, но менее значительное, чем в среднем карбоне. На близость Донбасса к аридной зоне указывает образование медистых песчаников.

В Волго-Уральской области и в Московской синеклизе наряду с доломитами откладывались сульфаты. Условия аридного климата распространялись на восточный склон Урала, Центральный Казахстан и Среднюю Азию, где около палеомагнитной широты 20° наряду с красноцветами образовывались гипсы. Граница умеренной гумидной зоны проходила в Восточном Казахстане, но более четко выраженная гумидность наблюдалась в Кузбассе на палеомагнитной широте 35° с. ш. Обращает на себя внимание положение медистых песчаников в пограничных районах засушливого и влажного климатов как аридной и тропической зон (Донбасс), так и аридной и умеренной зон (Центральный Казахстан).

Положение палеомагнитных широт в позднем карбоне на территории СССР было сходным с их положением в позднем визе. Но положение границ климатических зон по отношению к палеоширотам отличалось. В позднем карбоне по сравнению с поздним визе граница аридной зоны сдвинулась в сторону экватора почти на 15°.

В позднем карбоне в Евразийской палеофитогеографической области большую роль, чем раньше, играли разнообразные папоротники (*Asterotheca*, *Ptychocarpus* и др.), обильные птеридоспермы (*Neuropteris*, *Odontopteris*, *Linopteris*), каламиты (*Calamites*, *Annularia* и др.), сфенофиллы, кордаиты, в меньшей степени лепидофиты (*Stigmaria*, *Subsigillaria*). Появляются первые хвойные.

Флора Казахстана уже полностью относится к Тунгусской палеофитогеографической области, являясь, однако, обедненной, и только в Кузбассе она приобретает свой типичный облик. Отличия Средиземноморской и Бореальной палеозоогеографических областей остаются примерно такими же, как и в московском веке.

Вулканизм, так же как и в среднем карбоне, имел преимущественно наземный характер. Подводный вулканизм развивался в северо-восточных районах СССР и на Сихотэ-Алине.

На Восточно-Европейской платформе размеры Русского морского бассейна несколько сократились. Произошла регрессия в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Расширилась Воронежская равнина. Почти повсюду в море отлагались доломиты и известняки, а в краевых частях бассейна пестрые и красноцветные алевроиты и глины. Так же как и в среднем карбоне, наибольшее количество терриген-

ного материала сносились с Украинской и Воронежской равнин, расположенных в увлажненной тропической зоне. Уменьшение интенсивности размыва в северо-западных районах Балтийской суши может быть объяснено преобладанием там засушливого климата.

По сравнению с московским веком аридизация климата в позднем карбоне резко возросла. Об этом свидетельствует широкое распространение прослоев и пластов гипсов и ангидритов. Наибольшее развитие они имели в Среднем Поволжье и в Западном Притиманье.

Признаки аридизации отмечаются также и в гумидной Донецкой области угленакопления, где в растительных ассоциациях появились хвойные, а в конце позднего карбона происходило накопление медистых песчаников.

На Большом Кавказе, располагавшемся в приэкваториальной области, климат был влажным. В межгорных впадинах происходило накопление континентальных обломочных толщ, иногда содержащих пласты углей.

Уральское море регрессировало. Оно сохранилось только в предгорных впадинах, в которых образовывались местами относительно глубоководные, главным образом терригенные и, реже, карбонатные осадки, окаймляющие с запада Уральскую горную страну на всем протяжении.

В западной части Тургайского прогиба к позднему карбону условно относятся гипсоносные терригенные отложения. По-видимому, аридный климат Восточно-Европейской платформы распространился также и на Урале.

В Средней Азии в позднем карбоне произошло существенное приращение суши на юго-западе (Кызылкумы, Зеравшанский и Гиссарский хребты). Увеличились площади горной суши, окаймлявшей горный бассейн с запада и с севера. По сравнению с московским веком в море накапливались преимущественно терригенные отложения (до 4000 м) — флишеидные и флишевые толщи. Карбонатные породы почти повсюду имели подчиненное значение. Их образование происходило главным образом юго-восточнее Гиссарского хребта, в области наиболее устойчивого прогибания, через которую осуществлялась связь морского бассейна с западом. Наиболее мелководный режим в Тянь-Шане существовал вдоль северной окраины бассейна. В отдельных его участках образовывались полузамкнутые лагуны с повышенной соленостью, в которых осаждались гипсы. У подножий гор шло накопление мощных валунно-конгломератовых толщ, содержащих прослой гравия и песка (Зеравшанский хребет). В межгорной впадине в Кызылкумах были отмечены аллювиальные песчаные и галечниковые образования.

Вулканизм в позднекаменноугольную эпоху в Средней Азии, как и в позднемосковское время, проявлялся главным образом в наземных условиях в виде излияний кислого и реже среднего состава.

По осредненным палеомагнитным данным Средняя Азия была расположена между 15 и 25° с. ш. Климат был аридным, о чем свидетельствует наличие гипсов и красноцветов в бассейне среднего течения р. Нарына.

В Центральном Казахстане в пресноводных и солоноватоводных «морях-озерах» происходило накопление обломочного материала, сносимого с Казахского нагорья. Образовывались преимущественно красноцветные, реже зеленоцветные конгломераты, крупногалечниковые, иногда валунные, мелко- и крупнозернистые песчаники, алевролиты, реже аргиллиты и прослой доломитовых известняков. Снос обломочного материала осуществлялся главным образом временными потоками. В субаэральных условиях происходило образование дюн со слойчатостью эо-

лового типа. Мощность осадков достигала 600—650 м. Джунгаро-Балхашское море в позднем карбоне перестало существовать. Продолжалась интенсивная наземная вулканическая деятельность. Образовывались эффузивы и их туфы кислого, реже среднего состава.

В Восточном Казахстане море отступило на север. В это время широко распространились мелкие пресноводные, иногда заболоченные озера. Рельеф суши стал более гористым, чем в московском веке. Вместе с тем увеличились мощности отложений, превышающие 1000 м.

Центральный и Восточный Казахстан, по осредненным палеомагнитным данным, располагались между 20 и 32° с. ш. Территория, находящаяся примерно между 20 и 30° с. ш., располагалась в пределах северной части аридной зоны. Если в Тургайском прогибе в красноцветных песчанико-конгломератных толщах обнаруживаются пласты ангидритов, то в Джекказгане сульфаты редки. В зеленоцветных прослоях Джекказгана присутствуют окисные соединения меди, свидетельствующие о некоторой увлажненности климата. Более резкая смена климата, связанная с увеличением влажности, отмечается в Восточном Казахстане, где образовывались угли.

Алтае-Саянская область в позднем карбоне уже полностью относилась к умеренной климатической зоне. По сравнению с московским веком прикиновение морских вод в область Кузнецкой прибрежной равнины несколько сократилось, ограничившись главным образом Горловским бассейном и северной частью Кузбасса. Условия осадконакопления по сравнению с московским веком выравниваются. Укрупнение величины зерен песчаников наблюдается только в восточной и южной прибортовых частях Кузнецкого прогиба. Конгломераты отсутствуют. Крупный обломочный материал представлен небольшими линзами гравелитовой размерности. Расширились площади заболачиваемых заливов и лагун, в которых происходило угленакпление, увеличивалась также продолжительность накопления торфяников. В Минусинском прогибе по сравнению с московским веком обстановка осадконакопления не изменилась.

Таймырское море в позднем карбоне, по-видимому, имело устойчивую связь с Новоземельским и Верхоянским морями и более затрудненную — с северной частью Обь-Зайсанского моря, которое в это время превратилось в мелководный залив, простиравшийся до Кузнецкой приморской равнины. В Таймырском море отлагались алевритовые осадки с подчиненными им глинами и песками.

На Сибирской платформе, так же как и в среднем карбоне, происходило накопление озерно-аллювиальных отложений. Эпизодическое сообщение континентальных бассейнов с Обь-Зайсанским и Верхоянским морями со стороны Канско-Тасеевской впадины и Вилюйской синеклизы, по-видимому, прекратилось.

В Верхоянском море и Юдомском заливе обстановка осадконакопления изменилась не очень значительно. По-прежнему преобладало осаждение алевритовых илов и только вдоль западного побережья Верхоянского моря и вблизи Адычанского острова происходило накопление полимиктовых песчаников, отмечающих некоторую активизацию источников сноса. По сравнению с московским веком условия для обитания фауны здесь значительно ухудшились. Почти полностью исчезла пелагическая фауна гониатитов. Сократился групповой состав донной фауны. Возможно, что причиной обеднения фауны является понижение температуры. По палеомагнитным данным, Верхоянское море и Юдомский залив находились между 52 и 62° с. ш.

В Забайкалье в позднем карбоне, так же как и в московском веке, условия осадконакопления, по-видимому, были сходными.

В бассейнах рек Колымы и Алазеи отлагались глинистые осадки с примесью терригенного материала, образованные в неглубоководном море, с прослоями и линзами известняков с гониатитами и брахиоподами. В отложениях позднего карбона отмечаются значительные излияния андезито-базальтовых лав (р. Поповка и др.).

В Сихотэ-Алиньском море отложения позднего и среднего карбона сходны.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

РАННИЙ КАРБОН

Раннекаменноугольная эпоха (см. прилож. 14) отвечает отдельному циклу герцинского мегацикла продолжительностью 30 млн. лет. Ранним карбоном заканчивается трансгрессивная часть этого мегацикла. Он отделяется от девонского цикла кратковременными поднятиями, происходившими в конце девона или самом начале карбона. Трансгрессивный характер цикла иногда прерывался регрессиями в средневизейское и позднеамюрское время. На территории СССР менее явственно отмечаются отголоски бретонской фазы складчатости. Наиболее существенное значение для раннекаменноугольной эпохи имели проявления саурской и отдельных подфаз судетской фазы складчатостей.

Саурская фаза складчатости, приуроченная к середине визейского века, проявилась в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, в южной ветви Обь-Зайсанской геосинклинали. Известны ее проявления на Урале и в Тянь-Шане.

Примерно со второй половины визейского века усиливается погружение Днепровско-Донецкого авлакогена. С этого времени уменьшилась дифференциация движений и увеличилась площадь погружения Уральской, Новоземельской, Южно-Тяньшаньской геосинклиналей. Усилилась скорость погружения Яно-Колымской и Юдомской геосинклиналей. В Джунгаро-Балхашской, в Обь-Зайсанской и Монголо-Охотской геосинклиналях, заключенных между эпикаледонскими областями переходного режима от орогена к платформе, усилилась тенденция к разрастанию внутренних поднятий.

Для раннего карбона характерны формации карбонатного ряда. Преобладали они в геосинклиналях древнего заложения — Новоземельской, Уральской и в прилегающих к ним Восточно-Европейской платформе, Казахстанской области переходного режима от орогена к платформе и в Таймырской впадине геосинклинали. Терригенная флишеидная формация была характерна для более молодой Обь-Зайсанской геосинклинали с активным ростом внутренних поднятий, в формирующейся Яно-Колымской и Монголо-Охотской геосинклиналях.

Большое значение в раннем карбоне имела паралическая угленосная формация, характерная для начальных этапов погружения или поднятия в областях с влажным климатом. Эта формация окаймляла с юга и с севера Украинскую антеклизу. На Восточно-Европейской платформе она образовывала Подмосковно-Саратовскую и Волго-Уральскую ветви. Эта формация распространялась в Уральской геосинклинали и в Центральном Казахстане. В условиях засушливого климата развивалась гипсоносно-карбонатная формация. В геосинклиналях древнего и герцинского заложения преимущественно распространены гранитоидные и гипербазитовые формации. Глубинный магматизм восточных районов изучен слабо.

На Восточно-Европейской платформе наиболее устойчивыми областями погружения, унаследованными с девона, являлись приуральская

часть платформы и Днепровско-Донецкий авлакоген. Менее устойчивый тектонический режим был в центральных и в западных районах Русской плиты. Структурный план после девона претерпел наиболее существенные изменения. Произошло поднятие южного склона Балтийского щита и Литовской седловины, уменьшившее по сравнению с девоном ареал осадконакопления. Погрузилась юго-восточная периклиналь Воронежского свода. Начал формироваться Токмовский свод, который в моменты наибольшего поднятия препятствовал связи морей Волго-Уральской области и Московской синеклизы. Эта связь осуществлялась через Рязано-Саратовский прогиб.

В раннем карбоне в центральных и западных районах платформы происходила двукратная смена погружений и поднятий. В раннем и начале позднего турне, а также начиная с конца средневизейского времени до конца раннеамюрского эти районы были опущены. В конце турнейского, в ранневизейское, а также в позднеамюрское время они испытывали поднятие.

Северная часть платформы в начале карбона была приподнята. Погрузилась она только в поздневизейское и раннеамюрское время. Наиболее устойчивые погружения происходили в Днепровско-Донецком авлакогене и на востоке Русской плиты.

Для Восточно-Европейской платформы характерно преимущественное распространение формаций карбонатного ряда. В визейском трансгрессивном этапе, начавшемся со средневизейского времени, распространилась паралическая угленосная формация в виде двух субмеридиональных ветвей. Со второй половины визейского века угленосная формация получила развитие на северном и южном обрамлениях Украинской антеклизы.

На Сибирской платформе основными отрицательными структурами являются Тунгусская и Вилюйская синеклизы, Канско-Тасеевская впадина и Кунтундинский грабенообразный прогиб. Преимущественное распространение имели маломощные формации глин и песков. На юго-западе платформы, граничащей с Алтае-Саянской областью переходного режима, накапливалась песчано-глинистая моласса. В областях, пограничных с Таймырской и Верхоянской геосинклиналями, образовывалась карбонатно-терригенная формация.

Наиболее устойчивыми областями поднятий, как и в девоне, являлись Анабарская и Алданская антеклизы и южные районы платформы, включая Байкало-Патомский эпиплатформенный ороген.

Восточно-Европейская платформа с юго-запада обрамлялась Турано-Скифской геосинклиналью, включающей эвгеосинклинальные прогибы Большого Кавказа и Предкавказья.

В Уральской геосинклинали, так же как и в девоне, обособлялись восточная эвгеосинклинальная и западная миогеосинклинальная зоны. В миогеосинклинали в раннем карбоне преобладало устойчивое погружение сравнительно небольшой амплитуды, весьма близкой к амплитуде погружения востока Русской плиты, со сходными карбонатно-терригенно-карбонатными формациями. В Зилаиро-Злоказовско-Лемвинской структурно-фациальной зоне с флишоидной формацией погружение было более значительным.

В эвгеосинклинальной части Урала в начале раннего карбона тектонические движения были более дифференцированными. В раннем турне и в начале позднего турне преобладали поднятия, охватившие большую часть Восточного Урала. Осадконакопление происходило в узких синклинорных прогибах. Начиная с конца турне и в раннем виле произошло ослабление тектонической дифференциации. Осадконакопление происходило также в пределах внутренних поднятий.

Начавшееся погружение в конце позднего турне — конце раннего визе прервалось проявлением складчатости, сопровождающейся усилением эффузивной деятельности (базальто-андезитовая и андезитовая формации), а также внедрением ультрабазитов и кислых гранитных интрузий [108].

В среднем визе началось новое погружение, которое охватывало не только восточную часть Урала, но и западную, а также Восточно-Европейскую платформу. С этим временем связано уменьшение амплитуды вертикальных движений. Наибольшее распространение приобретают карбонатные и терригенно-карбонатные формации. Начальный этап средневизейско-намюрского погружения выражен формированием угленосной формации.

Эвгеосинклиналь Южного Тянь-Шаня по сравнению с предшествующим геотектоническим этапом расширилась к югу от Гиссарского хребта. С активизацией этой зоны, а также Северного Памира связаны проявления кератофир-спилит-диабазовой формации. Характерна резкая дифференциация тектонического режима, несколько сглаживающаяся во второй половине раннего карбона.

В турнейском веке осадконакопление происходило в унаследованных от девона прогибах.

В раннем визе, а возможно, с позднеурнейского времени началось погружение Южного Тянь-Шаня. В конце раннего визе, так же как и в Уральской эвгеосинклинали, произошло оживление поднятий, которые захватили Баубашатинскую, Коклинскую и Алай-Букантаускую зоны. В средневизейское время началось новое опускание, продолжавшееся в поздневизейское время и в намюрском веке. Оно широко охватило Южный Тянь-Шань и распространилось также на внутренние поднятия. Наибольшее распространение имела формация известняков и подчиненное — терригенная флишоидная формация, обрамляющая с юга Западно-Памирское поднятие и поднятия Кызылкум-Туркестанской интрагеоантиклинальной зоны.

Чаткало-Нарынская зона представляла собой миогеосинклинальный прогиб, в котором в течение всего раннего карбона формировались известняки. В вялой геосинклинали Среднего Тянь-Шаня, как и в Казахской области переходного режима от орогена к платформе, ограничивающей ее с севера, во второй половине раннего карбона резко преобладали поднятия. В ее юго-восточной части, пограничной с эвгеосинклиналью Южного Тянь-Шаня, была распространена базальт-андезитовая формация, возникшая в связи с продолжающимся с девона формированием структур Кураминской приразломной зоны.

Казахстанская область переходного режима от орогена к платформе, так же, вероятно, как и Западно-Сибирская переходная область, с начала раннего карбона испытывала значительное погружение. Этот процесс длился до второй половины позднеурнейского времени, а затем сменился поднятием. После проявления саурской фазы складчатости в Джунгаро-Балхашской геосинклинали поднятия стали интенсивно расширяться и в конце намюрского века охватили весь Центральный Казахстан. Последовательность смены поднятий и опусканий до средневизейского века была сходна с тенденциями движений запада Русской плиты и обратна последовательности движений в Южном Тянь-Шане. Начиная со средневизейского времени Русская плита, Урал и Тянь-Шань были вовлечены в общее погружение, а в Центральном Казахстане стало увеличиваться воздымание.

Границы Джунгаро-Балхашской геосинклинали и ее каледонского обрамления в основном сохраняются с позднего девона. В результате частых инверсий происходил рост внутригеосинклинальных поднятий и

сокращение прогибов, которые ограничивались пределами Северного Прибалхашья и Северной Джунгарии. В турнейском веке в Северном Прибалхашье формировалась липаритовая формация. В Северо-Джунгарском прогибе с девона продолжалось накопление кремнистой формации. Перестройка структурного плана произошла в середине визейского века (саурская фаза складчатости). Начался орогенный этап развития геосинклинали. Получили распространение угленосная молассовая формация (среднее визе), вулканогенно-молассовая (позднее визе — намюр). В геосинклинальное развитие были вовлечены Причингизская часть Чингизской каледонской складчатой зоны и Юго-Западная Джунгария. В течение раннего карбона развивались формации, свойственные геосинклинали. Эти области претерпели активизацию и в них возник режим, сходный с режимом орогенного этапа развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Глубинный магматизм проявляется главным образом в орогенный этап. Образовывалась гранодиоритовая формация, которая локализовалась преимущественно в зонах глубинных разломов.

Обь-Зайсанская геосинклиналь подразделяется на Зайсанскую, с преимущественно эвгеосинклинальным режимом, и Томь-Колыванскую миогеосинклинальную части.

Зайсанская эвгеосинклиналь от смежных областей каледонской консолидации отделялась глубинными разломами — Чингизско-Калбинским и разломами Северо-Восточной зоны смятий. Продолжали существовать, как и в ранние эпохи, структурно-формационные зоны, отделяющиеся друг от друга разломами длительного действия: Иртышской зоной смятия, Западно-Калбинским глубинным разломом и др.

На границе фаменского и турнейского веков предполагается проявление бретонской фазы складчатости. Угловые несогласия отмечаются на периферии геосинклинали (Жарма-Саурская и Южно-Алтайская зоны). Эти проявления способствовали поднятию Западно-Калбинской зоны. В центральной части геосинклинали (Калба-Нарынская и Рудно-Алтайская зоны) осадконакопление, по-видимому, продолжалось непрерывно. Следует отметить возможность существования этой же фазы складчатости на Тянь-Шане и восточном склоне Урала.

Следующий крупный перерыв с четкими угловыми несогласиями, с перераспределением областей поднятия и опускания и оживлением магматической деятельности произошел в середине визе на всей территории Зайсанской геосинклинали, за исключением Калба-Нарынской зоны. Проявление средневизейской — саурской фазы складчатости было, по-видимому, кратковременным, о чем свидетельствуют факты несогласного налегания среднего визе на одновозрастные отложения, затронутые складчатостью.

Между этими фазами складчатости в центральной части геосинклинали формировалась аспидная формация. В окраинных частях образовывались известняково-терригенная, флишевая, терригенно- и туфогенно-флишеидные формации.

В поздневизейско-намюрское время в Западно-Калбинской зоне началось опускание. Этот процесс сопровождался интенсивной вулканической деятельностью и накоплением вулканогенно-кремнистой формации. Несколько сократились площади осадконакопления. Широко распространились кремнисто-известняковая и терригенно-флишеидная формации.

Вулканогенная деятельность в раннем карбоне и интрузивные проявления были приурочены к приразломным участкам и областям относительных поднятий.

Томь-Колыванская миогеосинклиналь, по П. К. Куликову, была слабо дислоцирована. Внутригеосинклинальные поднятия в ней стали

формироваться во второй половине раннего карбона. Преимущественное развитие имела терригенно-флишоидная формация. Отмечаются интрузии гипербазитовой формации. Возраст их не всегда ясен.

В Алтае-Саянской области переходного режима от орогена к платформе после фаменского века развиваются погружения, достигшие максимума в позднем турне, с накоплением формации известняков. Устойчивое изменение знака движений начинается с визейского века. Карбонатно-терригенная формация последовательно сменяется терригенной в конце визейского века. Возникновение Салаира как устойчивой области поднятия С. В. Максимова связывает с проявлением саурской фазы складчатости. Возможно, с ней же связана активизация поднятий, обрамляющих Кузнецкую впадину, и Сибирской платформы.

В Минусинском прогибе также постепенно развивается общее поднятие, в результате которого «море-озеро» вначале прерывает связь с морем. Впоследствии происходит обособление отдельных озер и укрупнение обломочного материка, принесенного с поднятий, испытывающих активизацию.

В герцинских Яно-Колымской и Юдомской геосинклиналях смена тектонического режима — увеличение скорости погружения и возникновение терригенной формации, сменившей формацию известняков, — произошла с начала визейского века, совпадающего с возникновением верхоянского комплекса. Для начала визейского века характерно увеличение сейсмичности, выразившееся в обвально-оползневых явлениях. Возможно, что такого рода процессы возникали в среднем визе на Хараулахе.

Монголо-Охотская геосинклиналь в начале раннего карбона по сравнению с предшествующим геотектоническим циклом не претерпела значительных изменений. После кратковременных поднятий, происшедших в фаменском веке, в турне и в первую половину визейского века прогибы восстановились в контурах, близких к среднедевонским. В них продолжалось накопление терригенной флишоидной и вулканогенно-кремнистой формаций. На рубеже раннекаменноугольного и среднепозднекаменноугольного циклов возникли внутригеосинклинальные поднятия в Приаргунье и Восточно-Агинском прогибе.

Подводный вулканизм среднего и основного составов широко проявлялся в узких линейных прогибах вдоль конседиментационных разломов (Восточно-Агинский и Даурский прогибы). Вулканизм кислого состава проявился только локально в наложенных прогибах по границам с Аргунским поднятием.

Интенсивное погружение в течение всего раннего карбона испытывала Анюйско-Чукотская миогеосинклиналь (районы Чукотки и о. Врангеля), с характерной для нее терригенно-карбонатной формацией. Наибольшее погружение отмечается для Усть-Печтымельского прогиба, где мощности превышают 2000 м. С начала позднего визе такой же тип формации распространялся на северо-западной периферии Эскимосского срединного массива, представляющего собой область поднятия.

Камчатско-Корякская геосинклиналь подразделялась на внешнюю миогеосинклинальную и внутреннюю эвгеосинклинальную зоны. Внешняя зона граничит с Колымо-Омолонским срединным массивом по Тайгоносско-Мургальскому глубинному разлому. Она характеризуется терригеновой флишоидной и андезит-базальтовой формациями. Во внутренней геосинклинальной зоне были распространены вулканогенно-кремнистые отложения.

В восточных районах СССР существовали крупные срединные массивы Колымо-Омолонский, Охотского моря, Охотский. Наиболее изу-

ченный из них Колымо-Омолонский массив характеризуется весьма значительным развитием разломов, часть которых относится к категории глубинных. На Колымо-Омолонском срединном массиве развиты карбонатно-терригенная, карбонатная и андезит-базальтовая формации.

Полезные ископаемые. Для раннего карбона наиболее существенное значение имеют угли. На Восточно-Европейской платформе они развиты на склонах Украинской антеклизы, в Волго-Уральской области и в Московской синеклизе. Угленакопление происходило в Уральской миогеосинклинали и эвгеосинклинали перед стадией погружения и в Казахской области переходного режима от орогена к платформе в начальные стадии поднятия (Караганда, Экибастуз и др.). Сравнительно слабые углепроявления известны в молассе орогенного этапа Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Бокситы, огнеупорные глины, каолиниты, часто парагенетически связаны с углями и занимают более высокие уровни склонов поднятий. Они известны в Тихвинском, Северо-Онежском районах, на склоне Воронежской антеклизы, на Тимане, а также на Таймыре.

Следует отметить месторождения марганцевых (Казахстан и др.), железных руд (Западный склон Урала), месторождения гипсов и ангидритов, солей (Казахстан), россыпных титано-магнетитовых месторождений Казахстана (Саянская мульда).

Большое значение имеют для образования залежей нефти и газа песчано-глинистые и карбонатные комплексы Волго-Уральской области и Днепровско-Донецкого прогиба.

СРЕДНИЙ — ПОЗДНИЙ КАРБОН

Средний и поздний карбон (см. прилож. 15) соответствуют начальному циклу позднепалеозойской части герцинского мегацикла. Ему присущи тенденция к развитию орогенных стадий в геосинклиналях и регрессия морей. Продолжительность этого цикла определяется в 35—40 млн. лет.

Для средне- и позднекаменноугольной эпох характерно:

1) постепенное вовлечение в орогенную стадию древних (Уральской, Средне-Тяньшаньской и др.) и герцинских (Обь-Зайсанской) геосинклиналей, 2) расширение внутригеосинклинальных поднятий в Турано-Скифской (Большой Кавказ), Томь-Колыванской, Монголо-Охотской и в Аноийско-Чукотской геосинклиналях, 3) усиление орогенных тенденций в Казахской и Алтае-Саянской областях переходного режима от орогена к платформе и 5) резкое сокращение общей площади морей.

В молодых и герцинских геосинклиналях — Донецкой, Таймырской, Юдомской и Яно-Колымской, а также в древней Южно-Тяньшаньской геосинклинали усилилась дифференциация и увеличилась скорость движений. Произошло сокращение областей погружения на Восточно-Европейской платформе и расширение их на Сибирской платформе.

В средне- и позднекаменноугольном геотектоническом цикле в Уральской, Южно-Тяньшаньской, Зайсанской эвгеосинклиналях отмечаются проявления складчатости на рубеже башкирского и московского веков [107, 61]. Вероятны проявления складчатости и в более позднее время, но их датировка, за исключением Тянь-Шаня, затруднена из-за недостатка стратиграфических данных.

В среднем и верхнем карбоне резко сократились площади формаций карбонатного ряда. Они распространены главным образом в пределах Русской плиты и реже в геосинклиналях Урала и Тянь-Шаня. Широкое развитие имели угленосные формации. Регрессивный харак-

тер средне- и позднекаменноугольного цикла привел к преимущественному распространению лимнической угленосной формации. Она развивалась в орогенах (Иртышско-Зайсанский), в областях переходного режима от орогена к платформе (Алтае-Саянская область), в геосинклиналях, испытывавших разрастание внутренних поднятий (Большой Кавказ), и на Сибирской платформе. Параличская угленосная формация образовывалась в прогибах, имевших открытую связь с морем (Днепровско-Донецкий авлакоген и частично Кузнецкий прогиб).

Широко распространились формации моласс в геосинклиналях, вступивших в орогенную стадию развития на рубеже с раннекаменноугольным циклом (Западно-Тургайский, Джунгаро-Балхашский, Средне-Тяньшаньский, Иртышско-Зайсанский орогены). Эти же формации образовывались в Казахской и Алтае-Саянской областях переходного режима от орогена к платформе и в меньшей степени в других, главным образом древних, геосинклиналях. Для настоящего цикла характерны формации флиша, преимущественно распространенного в древних геосинклиналях (Уральской, Средне-Тяньшаньской и др.).

Вулканические проявления отчетливо выражены в Джунгаро-Балхашском орогене (дацит-липаритовая и андезитовая формации) и в Средне-Тяньшаньском орогене (андезитовая формация). Из интрузивных формаций наибольшее распространение имела гранитоидная.

Общее очертание Восточно-Европейской платформы не изменилось по сравнению с ранним карбоном. Однако структурный план платформы претерпел существенную перестройку. Расширилась территория погружения Волго-Уральской области почти до г. Горького. Токмовский свод значительно снивелировался и его положение стало фиксироваться только по смене фаций. Вместе с тем увеличались размеры Воронежской антеклизы, которая соединилась с Прибалтийским поднятием.

Погружение платформы развивалось постепенно. В начале цикла, в башкирском веке, осадконакопление происходило только в восточной ее части и в Днепровско-Донецком прогибе. Расширение областей погружения и уменьшение дифференцированности структурного плана началось с московского века и продолжалось до конца карбона. Преимущественное распространение имели формации карбонатного ряда: известняковая, доломитовая, гипсоносно-карбонатная и терригенно-карбонатная. Параличская угленосная формация развивалась в условиях влажного климата.

На Сибирской платформе произошло расширение Тунгусской синеклизы в юго-восточном направлении. Поднятие Енисейского кряжа в отличие от раннего карбона испытывало движение переменного знака и нередко превращалось в область осадконакопления. В Тунгусской синеклизе и в Канско-Тасеевской впадине накапливались песчано-глинистая и угленосная формации.

Геосинклинали Большого Кавказа и Предкавказья, а также Донецкая геосинклиналь, превратившаяся в ранней перми в ороген, имели разные тенденции в своем развитии. В то время как на Большом Кавказе начиная с башкирского века преобладали движения положительного знака, Донецкая геосинклиналь все время испытывала погружение. Эти различия в тектоническом режиме отразились на характере формаций. Лимническая угленосная формация со сравнительно небольшими мощностями развивалась на Большом Кавказе. В Донецкой же геосинклинали образовывалась параличская угленосная формация большей мощности. В Донецкой геосинклинали вулканическая деятельность не проявлялась. На Большом Кавказе образовывались лавы кислого состава — липаритовая формация. К поднятиям были приурочены гранитные интрузии.

Уральская геосинклиналь, за исключением Западно-Тургайского синклиория, в башкирском веке сохранила основные черты строения, которые определились во второй половине визейского века и в намюрском веке. После складчатости в Уральской эвгеосинклинали, которая относится к концу башкирского века, резко изменился характер формаций. Распространились формации терригенного и карбонатного флиша. На западном склоне стал формироваться Предуральский передовой прогиб. Увеличились скорости погружения, в нем стали образовываться терригенная флишеидная, флишевая и молассовая формации. С позднего карбона происходит нарастание погружения Предуральского передового прогиба и вовлечение восточного склона Урала в орогенную стадию (эта стадия на палеотектонической карте не нашла отражения в связи с принятой методикой изображения на карте тектонического режима, преобладающего во времени).

С начала среднего карбона западная часть Тургайского прогиба превратилась в ороген. В нем распространилась красноцветная моласса. С башкирского, а возможно, с московского века стала формироваться андезитовая формация. Формирование Западно-Тургайского орогена и причленение его к Казахской области привело к разрастанию области переходного режима от орогена к платформе.

Орогены возникли и на юго-восточном обрамлении Казахской области на месте Средне-Тяньшаньской впадины геосинклинали, а также на востоке, в Зайсанской геосинклинали. Иртышко-Зайсанский ороген объединил Казахскую и Алтае-Саянскую области переходного режима от орогена к платформе. С завершением геосинклинального режима в конце карбона в Уральской эвгеосинклинали произошла консолидация огромной территории, на которой гессинклинальный режим больше не возникал за всю последующую геологическую историю.

В Южно-Тяньшаньской геосинклинали тектонические движения проявлялись резко дифференцированно. В конце раннебашкирского времени происходил рост внутригеосинклинальных поднятий. В позднебашкирское время тектонические движения значительно усилились. Они охватили весь Южный Тянь-Шань и привели к существенной тектонической перестройке, обусловившей несогласное налегание отложений московского яруса. Кратковременное, но также повсеместное проявление складчатости отмечается на рубеже ранне- и позднемосковского времени. По сравнению с ранним карбоном резко увеличилась площадь распространения терригенной флишеидной и флишевой формаций и сократилось распространение карбонатной формации. Весьма характерным являлось значительное развитие гранитных и гранитоидных интрузий.

В Средне-Тяньшаньском орогене развивались карбонатно-терригенная и молассовая формации. Из вулканогенных формаций была распространена андезитовая. Продолжалось развитие Джунгаро-Балхашского орогена. На этой стадии развития интенсивно проявлялась наземная вулканическая деятельность (липаритовая формация). Образовался мощный вулканический пояс, распространившийся также на причингизскую часть Чингизской каледонской складчатой зоны и на Юго-Западную Джунгарию. Гранитоидная формация развивалась не только в пределах Джунгаро-Балхашского орогена, но также и в прилегающих к нему районах Казахской области/ переходного режима от орогена к платформе.

Среди осадочных формаций преимущественное распространение имела морская моласса. Она образовывалась также и в Иртыш-Зайсанском орогене. Но здесь в условиях тесной связи с морем она обладала более отчетливыми чертами морского происхождения. Континентальные

формации в Иртыш-Зайсанском орогене представлены молассой, но в отличие от Западно-Тургайского орогена они здесь были угленосными, и не красноцветными, что являлось следствием различий климатических условий. Среди вулканогенных формаций преобладала андезитовая. Как и в других орогенах, преобладали гранитоидная и реже гранитная формации.

В Томь-Колыванской геосинклинали в течение средне-позднекаменноугольного цикла происходило увеличение размеров внутренних поднятий. Вместо морской терригенной флишеидной формации возникли угленосные паралические, перемежающиеся с лимническими.

В Казахской области переходного режима от орогена к платформе структурно-тектонический план по сравнению с раннекаменноугольной эпохой значительно изменился. Поднятия, проявлявшиеся со средневизейского века, достигло наибольшего размера: в него была вовлечена вся восточная часть региона. Погружения сохранились только на западе, на месте прогиба Чу-Тенизского моря, но их амплитуда по сравнению с ранним карбоном уменьшилась.

В Алтае-Саянской области переходного режима от орогена к платформе структурно-тектонический план изменился в гораздо меньшей степени. Сохранились почти все крупные зоны погружения, несколько уменьшившись в размерах. Относительная стабильность этой области по сравнению с Казахской, по-видимому, определялась ее сочленением с платформой, в то время как Казахская область была расположена между подвижными зонами. Различия между Казахской и Алтае-Саянской областями переходного режима в формационном отношении в наибольшей степени зависели от различий климатических условий. Магматические проявления как в одной, так и в другой области отсутствовали, за исключением сопредельных районов с Джунгаро-Балхашским орогеном.

Таймырская геосинклиналь по сравнению с ранним карбоном стала более активной. Увеличилось поднятие, расположенное к северу от него. Карбонатная формация сменилась терригенной флишеидной.

Интенсивное погружение испытывала Яно-Колымская геосинклиналь. Терригенная флишеидная формация приобрела широкое распространение. Она развивалась также в пределах Охотского срединного массива.

Иные тенденции возникли в Монголо-Охотской геосинклинали. Уменьшилась интенсивность погружения по сравнению с турнейским и началом визейского веков. После, по-видимому, существенной перестройки структурно-тектонического плана сократились площади погружения. Начался рост внутригеосинклинальных поднятий. Наиболее значительных размеров эти преобразования достигли в московском веке и в позднем карбоне.

Вулканические проявления достоверно не известны. Условно к рассматриваемому циклу относятся кислые эффузивы на поднятиях в левобережье р. Аргуни. Также условно определен возраст гранодиоритовых интрузий.

Говоря о районах, расположенных к востоку от Верхоянья, следует остановиться на возникшем предположении о послепалеозойском дрейфе всего северо-восточного сектора (В. Д. Наливкин, В. М. Познер, Н. Н. Форш). Это предположение было выдвинуто в связи с тем, что формационный состав отложений Колымо-Омолонского срединного массива и о. Врангеля, входящего в состав Анойско-Чукотской геосинклинали (карбонатная формация), не согласуется с высокоширотным положением этого района, расположенного на палеомагнитных широтах около 70° .

В Корякско-Чукотской, Анюйско-Чукотской и Сихотэ-Алиньской геосинклиналях, кроме того, распространена фауна тропических морей. Подобные факты отмечены и для отложений пермского возраста. Они не согласуются с климатической зональностью, существовавшей на всей остальной части Евразии — от Верхоянья до Западной Европы включительно.

Колымо-Омолонский срединный массив, причлененный к Верхоянью, разбит разломами, среди которых имеются глубинные. С севера этот массив обрамляется Анюйско-Чукотской зоной накопления терригенной формации. Во второй половине средне-позднекаменноугольного цикла вся эта зона превратилась в поднятие.

В Корякско-Чукотской и Сихотэ-Алиньской геосинклиналях происходило накопление вулканогенно-кремнистой, а в Сихотэ-Алиньской также терригенной флишоидной формации. Условия формирования этих геоструктур в средне-позднекаменноугольном цикле изучены слабо.

Полезные ископаемые. Среди осадочных полезных ископаемых, приуроченных к отложениям средне-позднекаменноугольного цикла, наибольшее значение имеют каменные угли. Образование углей связано с гумидными климатами приэкваториальной и умеренной климатических зон.

Наибольшую промышленную ценность представляют месторождения углей паралической угленосной формации (Донбасс) или смешанной паралической и лимнической формации (Кузбасс). Гораздо меньшее значение имеют месторождения углей лимнической угленосной формации (Большой Кавказ, Центральный и Восточный Казахстан, Алтай-Саянская область и Сибирская платформа). Эти месторождения в большей своей части содержат мало рабочих пластов, угли обычно высокозольные. Запасы месторождений лимнических углей невелики.

В аридной климатической зоне Центрального Казахстана (Джезказган и др.) большое промышленное значение имеют медные руды осадочного происхождения [61].

К отложениям среднего и позднего карбона приурочены месторождения нефти и газа. В ряду районов Волго-Уральской области продуктивны терригенный комплекс нижней части московского яруса (верейский горизонт) и подстилающие их известняки башкирского яруса. В Оренбургской области к карбонатным отложениям карбона и нижней перми приурочено крупнейшее месторождение газоконденсата. Рассматриваемые отложения содержат нефть и газ в Днепровско-Донецком авлакогене.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ БЕНТОСА В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ МОРЯХ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Комплексные литолого-палеоэкологические исследования, воссоздавая условия обитания фауны и осадконакопления в древних бассейнах, освещают причины смены комплексов организмов в пространстве и во времени, а также многие вопросы палеобиогеографии, палеоклиматологии, детальной стратиграфии и др. Распространение осадков и комплексов организмов на площади бассейна и изменения их во времени лучше всего могут быть показаны на литолого-палеоэкологических картах, составленных для коротких отрезков геологического времени. Такие исследования на материале морских отложений визе и нижнего намюра Московской синеклизы были проведены в Палеонтологическом

институте АН СССР. Эти отложения принадлежат к числу наиболее полно изученных в СССР. Однако многие вопросы, касающиеся палеогеографии и фаций, оставались невыясненными; значительные трудности возникали также при попытках объяснить особенности распространения и смены комплексов донных организмов. Разрешение этих вопросов было невозможно без палеоэкологического изучения.

Основой комплексных литологических и палеоэкологических исследований является детальное полевое изучение обнажений, с послонными сборами литологических и палеоэкологических образцов и биостратомическими наблюдениями (Геккер, 1957). Данные по обнажениям дополнялись изучением керна буровых скважин. Чтобы выявить состав организмов, свойственный каждому литологическому типу пород, и проследить фациальные изменения осадков и фаунистических комплексов, изучались состав, количественные соотношения и особенности захоронения макрофауны, фораминифер, водорослей, остатков корневой системы высших растений (стигмари и их ризоиды), а также следов жизнедеятельности роющих организмов.

Особое внимание обращалось на вторичные изменения, которые необходимо выявить для восстановления первичного облика осадков и особенностей среды их формирования. Пересмотрены ранее опубликованные палеонтологические, литологические и геохимические данные многих исследователей, как правило, отличающиеся большей точностью, но в свете новых исследований потребовавшие иной интерпретации. Были уточнены границы горизонтов и проведена детальная корреляция разрезов Московской синеклизы. Все это позволило впервые составить литолого-палеоэкологические карты.

Каждая из этих карт отвечает времени отложения одного горизонта, мощность которого составляет обычно 10—15 м, реже превышает 30 м. Если принять длительность поздневизейского времени в абсолютном летоисчислении около 7 млн. лет, а раннеамюрского — 2 млн., то каждая карта отвечает времени порядка 1 млн. лет. Для составления карт использовано около 300 точек. Изменения осадков во времени и мощностей отложений показаны на профилях, к которым прилагаются списки фауны. Эти списки дали возможность реально оценить состав бентоса и различия в комплексах фауны, населявшей разные зоны бассейна, и восстановить экологическую «гамму» от прибрежных местобитаний до биотопов, наиболее удаленных от древней береговой линии. При палеоэкологическом анализе фораминифер также выявлены комплексы, характерные для разных зон моря, и уточнены условия их обитания. Распространение комплексов фораминифер показано на соответствующих картах.

Визейские и раннеамюрские моря Московской синеклизы были очень неглубокими с выровненным дном, и различие в условиях осадконакопления и обитания фауны в значительной мере определялось влиянием суши — поступлением пресных вод, терригенного материала и растительного органического вещества. В морском бассейне выделяются зоны: прибрежная, мелководная и более удаленная от берега относительно глубоководная.

Прибрежная зона моря. В краевой ее части (эстуарии, бухты, заливы) накапливались песчаные, алевроитовые и глинистые осадки; большинство их было обогащено растительными остатками и углистым веществом. Известковые осадки отлагались редко, обычно они содержали большое количество терригенного материала и органического вещества. Для отложений этой зоны характерно обилие сидерита и пирита. Обилие остатков корневой системы растений мангрового типа свидетельствует о крайней мелководности и частых обмелениях. Густая раститель-

ность в сочетании с изрезанностью береговой линии обуславливала малую подвижность, а иногда и застойность вод. Донное население состояло из пелеципод *Anthraconauta*, остракод, лингул и червей. Оно было способно переносить колебания солености и газового режима, а также повышенную мутность вод.

Известково-глинистые илы заливов были населены довольно разнообразным бентосом, причем большинство форм имело небольшие (5—20 мм) тонкие и легкие раковины. Особенно многочисленны здесь мелкие брахиоподы (*Camarotoechia*, различные хонетиды, продуктиды, *Schuchertella*, *Lingula*); встречались также остракоды, пелециподы, мшанки, черви, фораминиферы. Однако резкое количественное преобладание представителей одного вида (*Rugoschonetes laguessianus*) указывает на то, что и в этих местообитаниях условия отклонялись от нормальных морских. Среди брахиопод преобладали свободнолежащие и зарывающиеся формы; немногие прикреплявшиеся использовали в качестве субстрата раковины других животных или их обломки; многие брахиоподы имели закрытое дельтириальное отверстие. Все это указывает на приспособление к обитанию на мягких грунтах, в крайне тиховодных условиях.

Весьма своеобразным был комплекс фораминифер, состоявший из очень мелких тонкостенных форм, которые также могли жить и захороняться неповрежденными только в тиховодных условиях (мелкие *Loeblichia*, *Howchinia exilis*, *Archaelagena*, *Rectocornuspira*, *Propermodiscus* и др.). Тиховодность при повышенном содержании органического вещества приводила к нарушению газового режима, а соленость вследствие постоянного поступления пресных вод с суши была в той или иной степени пониженной.

Дальше от берегов отлагались преимущественно известковые осадки, в разной степени обогащенные терригенным материалом и органическим веществом. Здесь на более плотных грунтах при большей подвижности воды в условиях меньшей мутности и лучшей аэрации биоценозы были другими, увеличивалось разнообразие фораминифер — появились *Endothyranopsis*, *Eostaffella*, *Forschia*, *Archaediscus* и др. Вместе с мелкими брахиоподами, распространенными в бухтах и заливах, селились *Semiplanus*, единичные *Gigantoproductus* и некоторые кораллы (*Enniskillenina*, *Lithostrotion*, *Dibunophyllum*).

Мелководная зона. Среди отложений преобладали известковые органогенно-детритовые и раковинные осадки. Терригенный материал (пелит, реже алеврит) приносился в небольшом количестве и лишь изредка образовывал слою небольшой мощности. Среди морского населения доминировали разнообразные фораминиферы, в том числе крупные *Archaediscus*, *Forschia*, *Forschiella*, *Lituotubella*, *Bradyina*, *Janischewskina* и др. с толстостенными часто сильно выпуклыми раковинками и брахиоподы; обычными были кораллы (наиболее характерны *Lithostrotion* и *Dibunophyllum*), хететиды, губки, водоросли *Calcifolium* и др.

Разнообразие и численность остракод по сравнению с прибрежной зоной резко снизились; многочисленными оставались лишь представители рода *Bairdia*. По-видимому, это было связано с изменением характера пищи (меньшее поступление органического вещества) или появлением конкурентов по пище (фораминиферы?). Брахиоподы в отличие от прибрежной зоны были представлены в основном крупными формами с раковиной размером 60—200 мм. Самыми распространенными были *Gigantoproductus* и *Striatifera*; нередко *Megachonetes*, *Cleiothyridina*, а также *Davidsonina* и др., спирифериды. У наиболее крупных представителей рода *Gigantoproductus* раковины были очень толстыми — более 10 мм. Такие прочные и тяжелые раковины не только хорошо защищали

мягкое тело, но и противостояли перемещению при усилении подвижности воды. Характер фауны свидетельствует о преобладании плотных грунтов и о достаточно подвижных хорошо аэрированных водах.

При сильных обмелениях вдали от берегов возникали отмели и низменные острова с лагунами, в которых отлагались тонкозернистые хемогенные известковые илы. Население лагун было крайне бедным — остракоды, мелкие гастроподы, серпулы, немногие фораминиферы, которые представлены самыми неприхотливыми визейскими видами (*Propermodiscus krestovnikovi*, *Asteroarchaediscus parvus* и др.) и примитивными формами турнейского типа (*Earlandia minima*, *Vicinesphaera*, *Archaesphaera*). В окское время отмели покрылись растительностью мангрового типа; в протвинское время на них массами селились синезеленые водоросли, а временами отлагались доломитовые осадки.

Относительно глубоководная зона моря. Эта более открытая зона была областью постоянного накопления очень чистых известковых органично-детритовых и фораминиферовых осадков. Среди донного морского населения преобладали фораминиферы и разнообразные кишечнорастворимые (кораллы ругоза, сиринопоры, хететиды); довольно обильны были известковые губки. Брахиоподы имели сравнительно малое распространение — исключение представляли *Striatifera*, местами образующие банки. Комплексы фораминифер и кораллов по составу были сходны с распространенными в мелководной зоне, но более богаты за счет присутствия *Cribrospira* и *Glomospirella* среди фораминифер, обилия видов *Lonsdaleia*, появления *Corwenia* среди колониальных кораллов и преобладания *Palaeosmilia* среди одиночных.

Значительное количество и относительное разнообразие кишечнорастворимых, в частности хететид, наиболее чувствительных к мутности, застойности и отклонениям солености, показывают, что в этой зоне условия были наиболее близки к нормальным морским. Обмеления, приводившие к образованию лагун и отмелей, встречались реже, чем в мелководной зоне, что свидетельствует о несколько большей глубине. Однако здесь обитали сифонниковые водоросли *Calcifolium*, и поэтому особенно значительными глубинами быть не могли — вероятно, они измерялись немногими десятками метров.

В пределах рассмотренных зон иногда выявляются места прохождения течений, где условия (сильно подвижная вода, хорошая аэрация, нормальная морская соленость) были оптимальными для существования прикрепленных организмов (кораллы, криноидеи и др.) и некоторых представителей nekтона (наутилоидеи). О значительной подвижности воды свидетельствует преобладание массивных часто невысоких колониальных кораллов и развитие мощных рубцов прикрепления у одиночных форм, присутствие прикрепленных брахиопод, обрастающих мшанок и др., характер захоронения (перевернутые колонии и стертая эпитека у кораллов, стертые раковины и т. д.), а также следы размыва осадков. К таким полосам, как правило, приурочены находки остатков некоторых животных, обычных в соседних бассейнах, но не распространенных широко в море Московской синеклизы, в частности наутилоидеи. Массовые скопления раковин последних часто приурочены к зонам течений и с успехом используются для восстановления древних морских течений. Индикаторами течений могут быть также некоторые виды фораминифер (*Loeblichia ukrainica*, *Saccaminopsis carteri ukrainica*).

Данные комплексного палеоэкологического и литологического изучения свидетельствуют о том, что визейские и ранненамюрские бассейны Московской синеклизы были в той или иной степени обособлены от соседних частей Русского эпиконтинентального моря островами и под-

водными поднятиями. Постоянная связь с соседними бассейнами осуществлялась через проливы Рязано-Саратовский и Брянско-Рославльский, приуроченные к тектоническим прогибам. Соединение моря Московской синеклизы с бассейном, находившимся на севере (где нижнекаменноугольные отложения теперь размыты), устанавливается с тарусского времени по распространению богатого комплекса морских организмов; возможно, оно существовало и в окское время. Следует отметить, что по геофизическим данным здесь также выявлен древний Онего-Двинский прогиб.

Изучение распространения организмов позволило установить существование и пути прохождения течений, обычно приуроченных к проливам. Одно из течений почти постоянно проходило вдоль западного берега моря Московской синеклизы.

В краевой части бассейна вследствие поступления пресных вод с суши соленость несколько отклонялась от нормальной морской. Экологический анализ фауны показал, что считавшиеся глубоководными глинистые осадки с фауной тонкораковинных брахиопод, особенно широко распространенных в стешевское время, формировались в краевых мелководных, но тиховодных частях бассейна; при удалении от берега они замещались известковыми осадками, населенными организмами с более массивным и прочным скелетом. Среди однообразных известковых пород по составу комплексов организмов и особенностям их морфологии выделены отложения разных зон моря. Стабильные морские условия были свойственны восточной части бассейна, где постоянно находилась зона открытого моря.

По данным о характере растительных ассоциаций, в частности о распространении растительности мангрового типа, фиксируются изменения климата — от типично гумидного в яснополянское время и в начале окского времени в сторону его аридизации. Об аридизации климата свидетельствуют также изменение состава прибрежных осадков, в частности появление в них доломита уже с венецкого (а на северо-западе — с михайловского) времени, изменение минерального состава глини и другие геохимические данные (Осипова, Бельская, 1967). Изменения в составе осадков и комплексов фауны наиболее отчетливо фиксируются в периферической части бассейна, где влияние суши и воздействие климата были сильнее. В отложениях открытой части моря эти изменения почти неуловимы.

Детальная реконструкция расположения фациальных зон в конце окского и в начале серпуховского времени позволила установить изменение структурного плана в тарусское время, вызванное восходящими движениями в области Воронежской синеклизы. По изменениям фаций в северо-западной и южной частях бассейна отчетливо фиксируется разная направленность движений в обрамлении Московской синеклизы. Так, в венецкое время проявились восходящие движения в северо-западной части бассейна и нисходящие на юге синеклизы. В тарусское и стешевское время, напротив, в южной части бассейна нарастали восходящие движения, тогда как на склоне Балтийского щита усилились опускания.

РАСТИТЕЛЬНЫЕ ЛАНДШАФТЫ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

В среднем карбоне южная часть Восточной Европы входила в Евроамерийскую флористическую область, в пределах которой была широко развита «лепидодендровая» флора. Морфолого-анатомические особенности строения этой флоры с большой очевидностью свидетельству-

ют о произрастании в условиях жаркого и влажного тропического климата.

На территории юга европейской части СССР было развито по крайней мере три растительных сообщества: влаголюбивое заболоченных приморских низин, мезо-гигрофильное пониженных участков суши и ксерофильное, распространенное в пределах возвышенной суши. На протяжении среднего карбона они как по своему составу, так и по экологическому облику не оставались постоянными — их формирование зависело от изменений физико-географических условий: планетарные изменения климата вызывали при этом существенные перестройки и изменения видового состава этих сообществ, в то время как местные условия определяли степень распространения и обилия отдельных форм. Они более всего сказывались на ходе развития плакорных типов растительности.

Гигрофильное растительное сообщество на протяжении среднего карбона существовало в почти неизменном составе. Ареал его распространения ограничивается заболоченными приморскими низинами, поймами рек, участками распространения озер. Основными доминантами были плауновидные, представленные в среднем карбоне древовидными лепидодендронами, сигилляриями, ботродендронами и др., при этом в составе подлеска доминировали главным образом папоротники и некоторые влаголюбивые перидоспермы. Существенным элементом данного сообщества были также членистостебельные, представленные главным образом клинолистниками и каламитами, которые по своему характеру были, как правило, интразональными флорами. О произрастании указанных растений в условиях сильно обводненной суши свидетельствуют некоторые черты их морфологии (утолщение нижней части стволов, наличие ризофор, выполняющих роль подпорок и т. д.), анатомии (наличие воздухоносной ткани в корневой системе, строение проводящей системы и др.), а также распространение остатков этих растений исключительно в осадках, связанных с указанными выше обстановками.

На протяжении среднего карбона гигрофильное сообщество обводненных низин выступает в качестве наиболее консервативной растительной группировки, что связано, по-видимому, с узкой специализацией входящих в ее состав растений. Формирование этого сообщества начинается в начале среднего карбона и завершается к его середине. На рубеже между средним и поздним карбоном ареал распространения гигрофильного сообщества постепенно сокращается и основные его представители вымирают.

Мезофильно-гигрофильное сообщество среднего карбона было распространено в основном в пределах возвышенных участков приморских и аллювиальных равнин. Основными доминантами этого сообщества были птеридоспермы и древовидные папоротники порядка *Mirattiaceae*. Как и в составе предыдущего сообщества, существенная роль здесь принадлежала членистостебельным, которые в пределах ареала мезофильно-гигрофильного сообщества произрастали на наиболее увлажненных участках. Об условиях произрастания этого сообщества с большой очевидностью свидетельствуют как анатомо-морфологические особенности птеридоспермов и мараттиевых папоротников, так и условия захоронения, которые в автохтонных захоронениях встречаются почти исключительно в осадках более возвышенных участков по сравнению с приморскими заболоченными равнинами.

Мезофильно-гигрофильное сообщество в среднем карбоне было представлено пластичными формами довольно широкой экологической валентности, о чем свидетельствуют многочисленные смены строя и ви-

дового состава этого сообщества. Экологический облик его определился уже в начале среднего карбона, причем основой его послужило значительно преобразованное мезофильное сообщество раннего карбона. Наиболее существенная перестройка сообщества наблюдается на рубеже между средним и поздним карбоном, что связано с широкой иммиграцией представителей мезофильно-гигрофильного сообщества в область произрастания вымирающего сообщества заболоченных приморских низин.

Ксерофильное растительное сообщество среднего карбона было развито в пределах плакорных местообитаний, которые располагались в основном вне зоны седиментации. Поэтому весьма малочисленные остатки растений этого сообщества известны нам только по аллохтонным местонахождениям. Основными доминантами этого сообщества, по-видимому, были хвойные, а также некоторые корданы и неггеративые — растения, широко распространенные в лимнических бассейнах Западной Европы и встречающиеся в паралических бассейнах только в аллохтонных захоронениях.

На картах растительных ландшафтов отражены три наиболее типичные стадии формирования среднекаменноугольных растительных ландшафтов юга европейской части СССР. Первая из них — этап становления среднекаменноугольных растительных сообществ — время образования низов свиты C_2^2 Донецкого бассейна (начало башкирского века). Вторая — время образования верхов свиты C_2^5 (начало московского века), отражает этап стабилизации и расцвета типичных среднекаменноугольных растительных сообществ. Третья отвечает этапу вымирания гигрофильного и существенной перестройки мезофильно-гигрофильного растительных сообществ, который начался во второй половине московского века (время образования свиты C_2^2 Донецкого бассейна).

В конце намюра — начале башкирского века на территории юга европейской части СССР устанавливаются условия, благоприятные для торфонакопления. В Львовско-Волынском бассейне в это время отлагаются песчано-глинистые осадки, содержащие ряд пластов рабочей мощности. В Донецком бассейне формируются закономерно чередующиеся пласты песчаников, алевролитов, аргиллитов, угольных пластов и известняков. Сходные осадки образуются в Днепровско-Донецкой впадине. Стабильный морской бассейн располагался в это время в юго-восточной части Воронежской антеклизы. Украинский кристаллический массив представлял собой область сноса. Во время максимальных трансгрессий море распространялось вдоль всей Днепровско-Донецкой впадины и в некоторых случаях, по-видимому, через Припятский прогиб проникало в область Львовско-Волынской впадины.

Сравнительно неширокие заболоченные низины располагались в это время вдоль береговых линий. С этими низинами было связано распространение некروتита болотной растительности, представленной двумя некроформациями: плауновидных с преобладанием *Lepidodendron* (*L. obovatum* Sternb., *L. aculeatum* Sternb., *L. dichotomum* Sternb.) и *Lepidophloios* (*L. laricinus* Sternb.) и плауновидных с широким распространением интразональных растений (*Calamites suckowii* Brongn., *C. cistii* Brongn. и др.). Представители первой некроформации были развиты в зоне сплошной заболоченности, представители второй — в пределах частично заболоченной полосы, отделяющей торфяник от береговой линии. При трансгрессии моря зоны некроформаций перемещались в глубь континента, мигрируя в область речных долин. Лабильность обстановки способствовала постоянному флорообмену между Львовско-Волынским и Донецким бассейнами.

В пределах возвышенных участков области седиментации и в прилегающих к ним частях области сноса в начале башкирского века широкое развитие приобрел некروتип растительности равнин, представленный одной некроформацией — птеридоспермов. Доминантами этой некроформации были *Lyginopteris* (*L. hoeninghausii* (Brongn.) Patt., *L. baumleri* (And.) Patt. и др.), *Alethopteris* (*A. lonchitica* (Schl.) Georr. и др.) и *Neuropteris* (*N. rectinervis* Kidst. и др.) и ряд других форм. Флористический состав сообщества в начале башкирского века был весьма однороден. Наличие в составе сообщества представителей рода *Lyginopteris*, носящих мезофильный облик, позволяет считать, что в начале башкирского века климат был более сухим и жарким, чем в последующий отрезок времени.

В начале московского века на территории юга европейской части СССР в общих чертах сохранились те же условия существования флоры, которые господствовали в начале башкирского века. Однако в восточной части Львовско-Волынской впадины осадконакопление прекратилось и центр его переместился к западу в область Люблинского бассейна (ПНР). В то же время на территории Северного Кавказа после длительного перерыва возобновляется осадконакопление, развивающееся в области межгорных впадин.

В первой половине московского века в Донецком бассейне процесс торфонакопления получает максимальное развитие. Угленакопление происходит в условиях влажного и жаркого климата.

Некروتип болотной растительности этого времени был представлен двумя некроформациями: плауновидных с преобладанием *Eusigillaria* (*E. ovata* Sauck., *E. laevigata* Brongn. и многие др.), *Asolanus campototaenia* Wood, *Lepidodendron* (*L. dichotomum* Sternb., *L. aculeatum* Sternb.) и плауновидных с широким распространением членистостебельных (*Calamites goeoprtii* Ett. и др.). Ареал распространения указанных некроформаций почти не отличался от ареала их распространения в начале башкирского века.

Некروتип растительности равнин был представлен некроформацией птеридоспермов с широким развитием *Neuropteris* (*N. tenuifolia* (Schl.) Brongn., *N. heterophylla* Brongn. и др.), *Eusphenopteris*, (*E. striata* Goth., *E. neuropteroides* Boull. и т. д.), *Mariopteris* (*M. latifolia* (Brongn.) Zeill., *M. muricata* (Schl.) Zeill. и др.), *Alethopteris* и т. д.

Некروتип растительности возвышенной суши в первой половине московского века был представлен, по всей вероятности, некоторыми кордаитами, хвойными и неггератиевыми (*Noeggerathia zaleskyi* Fis.). Так как эти растения были развиты вне области седиментации, изучены они в настоящее время недостаточно.

Во второй половине московского века происходит существенная аридизация климата. Это вызывает значительную перестройку растительных сообществ и изменение их состава. С этим временем связано начало вымирания узко специализированных групп плауновидных, в экологические ниши которых иммигрируют представители некروتипа растительности равнин. Состав последнего также претерпел существенные изменения, выражающиеся в уменьшении роли влаголюбивых птеридоспермов (*Mariopteris*, *Eusphenopteris*) и значительном развитии древовидных папоротников (*Asterotheca*). Доминантами некروتипа растительности равнин этого времени были *Neuropteris* (*N. ovata* Hoffm., *N. scheuchzeri* Hoffm.), *Linopteris* (*L. obliqua* (Bunb.) Zeill.), *Asterotheca* (*A. cyathea* (Bunb.) Zeill., *A. crenulata* (Brongn.) Zeill., *A. daubrieri* Zeill.). В это же время область распространения ксерофильной растительности приближается к зоне седиментации, а в

составе последней начинают преобладать хвойные (*Lebachia*). Позднемосковский этап развития флоры и растительности является, таким образом, существенно новым этапом, в процессе которого отмечается становление тех растительных сообществ, которые значительное развитие получили уже в позднем карбоне.

УГЛЕНАКОПЛЕНИЕ В КУЗНЕЦКОМ УГЛЕНОСНОМ БАССЕЙНЕ В КАРБОНЕ И ПЕРМИ

Процесс углеобразования в Кузбассе, начавшийся в карбоне, продолжался до конца поздней перми, заметно прерываясь лишь в уфимское время. Углеобразование происходило в две крупные фазы: балахонскую (C_1-P_1) и кольчугинскую (P_2). Каждая из фаз характеризуется ритмически нарастающим развитием угленосности вверх по разрезу.

В течение балахонской фазы накопилось до 70 угольных пластов с суммарной мощностью угля 60—80 м. Количество пластов угля и их суммарная мощность в течение кольчугинской фазы угленакопления изменялись в больших пределах. В эту фазу в среднем на площади бассейна насчитывается 237 пластов с суммарной мощностью угля от 150 до 340 м. Пластов угля, имеющих рабочую мощность, в отложениях балахонской серии 30—40, в кольчугинской 50—60.

Угли относятся к гумусовым с крайне небольшим количеством, главным образом в карбоновых углях, сапропелевых включений. В балахонской серии распространены преимущественно комплексные пласты угля. В их составе преобладают фюзенолиты. Формирование этих пластов происходило главным образом в условиях слабообводненных («полусухих») торфяных болот. Кольчугинские пласты угля, являясь более сложными по строению и однородными по составу, отличаются преобладанием гелитолитов, образовавшихся в сильнообводненных торфяниках застойного типа. Содержание витринита в пластах углей кольчугинской серии, как правило, превышает 70—80%, нередко достигая 90% и более, в то время как в пластах балахонской серии оно обычно не более 70—75%, а иногда снижается до 40% и менее.

Общая закономерность в распределении петрографического и фациального состава углей по стратиграфическим разрезам каждой из серий выражается в повышенном содержании витринита и фаций наиболее обводненных болот в пластах нижних и самых верхних их горизонтов.

Углеобразование в мазуровское время происходило в обстановке значительного влияния Колывань-Томского моря, опресненные заливы которого проникали и на территорию современного Кузбасса. Четко обозначившаяся граница бассейна со стороны Кузнецкого Алатау и Горной Шории определяла и положение углеобразующих зон. Раньше всего углеобразование началось на крайнем северо-востоке, в Анжерском районе, затем переместилось на юго-восток вдоль Алатау, в Кемеровский и Крапивинский районы. С меньшей интенсивностью оно развивалось также и на юге. Плавно компенсированное прогибание на юге и севере сменяется в центре бассейна (примерно на широте Бачат) движениями переменного знака, где вследствие этого распространяется обстановка подвижной зоны бассейна с фациями кос, пересылей и баров и где в результате большой подвижности вод не создавалось условий для накопления и захоронения торфяников. Основной и устойчивой областью сноса являлись Кузнецкий Алатау и Горная Шория. Салаир представлял собой островную сушу с отдельными площадями низких равнин.

Для отложений мазуровского времени характерен довольно разнообразный петрографический состав угольных пластов. В Томь-Усинском, Кондомском и западной части Кемеровского районов (Старобалахонское месторождение) широко распространены гелитолиты, имеющие различную зольность, образовавшиеся в обводненных болотах застойного и проточного типов. Пласты угля Анжерского и Крапивинского районов (Змеинское месторождение) отличаются преобладанием фюзенолитов. Присутствие в пластах крапивинских углей сапропелевых прослоев указывает на особые (лагунно-болотные) условия их накопления. Угольные пласты восточного крыла Кемеровского района по петрографическому составу занимают промежуточное положение. Угли мазуровской подсветы, исключая северо-восточную часть бассейна, являются высокометаморфизованными и по марочному составу относятся к ПА, А, Т и ОС.

В алыкаевское время в отличие от мазуровского несколько расширяется площадь угленакопления в условиях заболачиваемых заливов и лагун и их бережий, увеличивается продолжительность накопления отдельных торфяников, особенно на северо-востоке. Заметно усиливается угленакопление на крайнем юго-западе. По-прежнему отсутствуют условия для формирования и сохранения торфяников в Бачатском районе, в зоне подвижных вод с неустойчивым режимом колебательных движений дна бассейна. Петрографический состав углей алыкаевской подсветы в целом по сравнению с мазуровской несколько меняется в сторону сокращения содержания гелитолитов. Наиболее характерными являются пласты угля с близким соотношением гелитолитов и фюзенолитов, формировавшихся в торфяниках переменного по степени обводненности режима. Преобладающий марочный состав углей: Т, ПА, ОС и К.

В промежуточное, ишановское и кемеровское время накопилась толща до 1000 м мощностью. Произшедшая за это время перестройка палеогеографического плана привела к развитию на территории Кузбасса опресненного внутриконтинентального бассейна, имевшего крайне ограниченные связи с Кольвань-Томским морем. Регрессивный характер развития области и повсеместная компенсация отложений создавали благоприятную для угленакопления чередуемость обстановок, приводившую к развитию на широкой площади заболоченных равнин с устойчивыми торфяниками. Центр углеобразования сосредоточивается на юге и юго-западе, где суммарная мощность угля составляет 50—70 м. В направлении к северо-западу снижение угленосности, вероятно, связано с переходом в зону некомпенсируемой части бассейна, где вследствие этого не создавалось условий для углеобразования. Наоборот, все западное и юго-западное Присалаирье изобиловало широким развитием прибрежных равнин, на которых, особенно в кемеровское время, формировались мощные торфяные залежи, представленные теперь пластами угля до 15—30 м мощностью. Существенное развитие в это время приобретают фации верховых торфяников.

Пермские угли балахонской серии характеризуются более однообразным петрографическим и фаціальным составом по сравнению с карбоновыми.

В отложениях промежуточной, ишановской и кемеровской подсветы развиты преимущественно фюзенолиты, нередко слагающие угольные пласты целиком. Пласты смешанного состава распространены лишь в северо-западной (Титовский, Завьяловский районы) и юго-западной (Араличевский район) окраинах бассейна. Формирование угольных пластов происходило в основном в слабообводненных («полусухих») торфяных болотах. Основными марками углей являются КЖ, К, ОС и Т.

В конце ранней перми (усятская подсвита) в северной части Кузбасса при существовании мелководного бассейна условий для развития торфяников не создавалось. В то же время на юге шло интенсивное углеобразование, главным образом по периферическим частям внутриконтинентального бассейна. Здесь в условиях обширных прибрежных равнин формировались торфяники усятской подсвиты, представленные теперь мощными пластами угля, составляющего основные запасы коксовых марок. Усятская подсвита характеризуется наиболее высоким коэффициентом угленосности (10—17%). В ней наряду с фюзенолитами заметную роль играют также и гелитолиты. Пласты угля, представленные чередованием этих типов, распространены почти повсеместно. Марочный состав углей — К, КЖ, ОС.

В ильинское время связь с морем полностью отсутствовала. Этот реликтовый бассейн занимал центральную часть Кузбасса. На севере он принимал дельты рек (красноярские песчаники), которые, однако, не компенсировали опускание, вследствие чего красноярские фации не содержат угольных пластов. В южной половине по периферии бассейна развивались обстановки аллювиальных равнин и заболачиваемых озер, где периодически накапливались торфяники, давшие основную массу запасов жирных углей бассейна. Как по направлению к областям питания, так и в сторону реликтового бассейна в угольных пластах появляются терригенные слои. Рабочая мощность углей уменьшается или они совершенно выклиниваются. Угли ильинской свиты характеризуют низинный тип болот. Зольность углей, вообще невысокая в центральной и прилегающей к реликтовому бассейну частях, повышается до 10—15% и более по направлению к областям сноса.

Палеогеографическая обстановка ерунаковского времени восстановлена на основе меньшего числа данных. Полная мощность свиты сохранилась на крайне ограниченной территории, где палеозой перекрывается триасом. Общая площадь распространения бассейна сокращается. Замкнутый почти со всех сторон бассейн имел на крайнем юго-востоке связь с некоторыми впадинами в пределах Горной Шории и Алтая. Область угленакопления представляла собой очень опресненный или совершенно пресный бассейн, испытывающий интенсивное компенсированное прогибание. Бассейн то занимал более или менее обширную область, то распадался на ряд более мелких, в которых синхронные образования имеют различный фациальный облик и неодинаковую угленосность.

Зоны угленакопления по сравнению с ильинским временем перемещаются от периферии к центру бассейна. Главные обстановки углеобразования связаны с прибрежными зонами бассейна или крупных озер и их бережий, где развивались аллювиальные, периодически заболачиваемые равнины. Однако и в это время, как и в более ранние периоды, аллювиальные отложения занимают существенно подчиненное положение. Различия в фациальной обстановке осадконакопления отражаются и на петрографическом составе углей некоторых районов. Наиболее широко представлены гелитолиты. Но в местах, где, по-видимому, накопление углей происходило в более удаленных от бассейна условиях, формировались также угли смешанного петрографического состава. В пределах приосевой полосы (Ерунаковский — Ленинский районы) было сосредоточено наиболее интенсивное угленакопление с суммарной мощностью угля свыше 200 м.

Угли кольчугинской серии, как было отмечено выше, резко отличаются от углей балахонской серии и характеризуются однотипностью петрографического состава (преобладание гелитолитов) как в разрезе, так и на площади. И только в составе пластов отдельных месторожде-

ний (Уропское, Распадское) в ерунаковской свите отмечаются угли типа фюзенолитов. Угли ильинской свиты относятся к маркам Ж и ГЖ, угли ерунаковской представлены марками Г, ГЖ, Д.

При оценке марочного состава углей должны учитываться главным образом наложенные факторы. Господствующая роль принадлежит региональному метаморфизму, вследствие чего общей закономерностью является нарастание метаморфизма углей от периферии бассейна в направлении главной оси прогиба, а в разрезе — со стратиграфической глубиной. Имеются проявления контактового метаморфизма, в отдельных случаях нарушающие общую закономерность.

Качество и технологические свойства углей определяются петрографическим составом и степенью их метаморфизма. Выход летучих веществ изменяется от 5—7% для марки А до 42% для марки Д. За исключением этих крайних групп и тощих — все угли в той или иной степени спекаются. Пластический слой колеблется в пределах 5—17 мм у газовых и коксовых марок до 25—35 у жирных. При одной и той же степени метаморфизма спекаемость углей тем выше, чем больше в их составе компонентов групп витринита и лейптинита.

Карты угленосности Кузбасса, составленные по усредненным данным, рисуют общую схему как палеогеографического, так и современного расположения угленосных зон и качественных изменений в углях и поэтому могут использоваться для прогнозов при поисках.

БОКСИТЫ, ОГНЕУПОРНЫЕ ГЛИНЫ И УГЛИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ПОДМОСКОВНОГО БАССЕЙНА

Бокситы Тихвинского района, огнеупорные глины и бурые угли Боровичско-Любытинского района связаны с песчано-глинистыми отложениями тульского горизонта. Этот горизонт отмечается пестротой фациального состава. Выделяются три основных палеогеографических района.

А. Северная часть Тихвинского бокситового района (район Кильозерского вала). На большей части этого района довизейская поверхность представлена валообразным поднятием. Кильозерский вал имел сравнительно резкие фестончатые очертания. Многочисленные эрозионные долины расчленили оба его склона. С запада и северо-запада этот вал был обрамлен глубокой долинообразной депрессией («Капшинская депрессия») шириной 15—25 км, а его юго-восточный склон постепенно выполаживался. Наиболее возвышенная водораздельная часть Кильозерского вала служила областью сноса терригенного материала.

Б. Центральная и южная части Тихвинского бокситового района представляли собой так называемую «дельту вреза», образованную возвышенными эрозионными останцами довизейского рельефа и системой долинообразных депрессий между ними.

В. Боровичско-Угловский район распространения огнеупорных глин и бурых углей расположен в южной части рассматриваемого региона. Он представлял собой заливообразное понижение, открытое на восток, в сторону наступавшего средневизейского моря. По всей западной периферии эта обширная низменность была ограничена возвышенной сушей с сильно изрезанной береговой линией.

В тульское время существовал ряд палеоландшафтных зон.

Равнины плоские, водораздельные, представляют собой наиболее возвышенные участки территории, сложенные породами довизейского возраста: водораздельные части Кильозерского вала, западной части Центрально-Тихвинской дельты и наиболее высоких «островов» в ее

пределах. Они развивались в условиях субаэрального выветривания и были основными источниками сноса терригенного материала.

Верхняя часть склонов водораздельных равнин с эрозионными долинами простирается в субмеридиональном направлении через весь Тихвинский бокситоносный район. Она являлась основной площадью развития аллитной коры выветривания. Глиноземистый материал размывался и переносился в виде коллоидов или мелких обломков и накапливался тут же в ложбинообразных долинах. С этой зоной связаны основные накопления бокситов.

Нижняя часть склонов водораздельных равнин с подтопленными эрозионными долинами располагалась гипсометрически ниже. Эта зона не заливалась. Со смежных возвышенных участков сюда поступал материал, представлявший собой механическую смесь коллоидов и растворов полуторных окислов алюминия и железа с пелитовыми и алевритовыми частицами кварца и слюды. Это привело к накоплению обогащенных каолинитом углистых глин, а на слабopоточных участках — огнеупорных глин, близких по химическому и минеральному составу к сиаллитам.

Озерно-болотные равнины прибрежно-морской зоны распространены главным образом в присклоновых частях низменностей. Близость моря, а в ряде мест непосредственная связь с ним и благоприятные климатические условия обусловили в пределах этих равнин широкое развитие растительности. Неоднократные затопления озерно-болотных равнин приводили к массовой ее гибели, к накоплению значительных масс углисто-глинистых отложений.

Сносимый со склонов материал, обогащенный полуторными окислами алюминия, консервировался на каолиновой стадии, создавая залежи каолиновых огнеупорных глин. Наиболее значительные из них распространены в пределах Боровичско-Угловской впадины, в нижней части береговых склонов, расчленяющих их заливов и озер.

В центральных и периферических частях равнин глинистые озерно-болотные отложения обогащены углистым веществом, которое образует не только включения и примазки в них, но и значительные по простиранию, хотя и маломощные, линзы высокозольного бурого угля.

В значительно удаленных от моря озерно-болотных равнинах уменьшалась углистость осадков, увеличивалось накопление на отдельных участках коллоидов окислов железа (до 35%), образовавших значительные залежи минеральных красок: охры и мумии. Огнеупорные глины распространены здесь широко. Они отличаются высоким содержанием глинозема (до 35—40%). Бурый уголь встречен в виде небольших маломощных разбросанных линз.

Магистральные речные долины и их притоки достоверно известны пока лишь в северной части региона. Протекавшие в этих долинах реки брали свое начало, по-видимому, в пределах Балтийского щита. Основным типом осадков являются косослоистые бесслюдистые кварцевые пески.

Прибрежно-дельтовые равнины широко распространены во всех районах, но особенно значительную площадь они занимают в пределах Центрально-Тихвинской дельты. В большинстве случаев они представляли собой пологонаклонные в сторону моря плоские частично заболоченные низины между приподнятыми участками суши. На ряде участков дельтовые отложения переслаиваются с типичными прибрежно-морскими известковистыми глинами, мергелями и песчанистыми известняками, содержащими остатки раковин фораминифер и наутилид.

Прибрежно-морская зона прослеживается только вдоль юго-восточной периферии Кильозерского вала. Это была плоская равнина. Во

время непродолжительных регрессивных подвижек море оставляло отшнурованные и полуотшнурованные лиманы, лагуны и заливы.

Развитие территории в тульское время происходило в два этапа. Первый из них — раннетульский характеризовался преимущественно континентальными и прибрежно-дельтовыми условиями осадконакопления. С ним связано формирование всех залежей бокситов и огнеупорных глин. В течение второго — позднетульского этапа преобладали озерно-болотные условия, в результате чего к концу тульского времени рассматриваемая территория превратилась в обширную озерно-болотную равнину прибрежно-морской зоны с преимущественным развитием угленосных отложений.

Последовательность историко-геологических явлений определялась четырехкратными изменениями уровня базиса эрозии: двумя отрицательными и двумя положительными.

К началу первого этапа поверхность водораздельных возвышенностей была покрыта каолиновой и аллитной корой выветривания мощностью до 2 м. В это время в пределах пониженных частей довизейской поверхности установился режим озерно-болотных равнин прибрежно-морской зоны. В течение первого этапа три раза менялся уровень базиса эрозии. Первое понижение этого уровня активизировало развитие гидрографической сети, привело к разрушению коры выветривания и накоплению снесенного материала в эрозионных долинах и у подножия склонов возвышенностей. В глубоких долинообразных депрессиях накапливались мощные толщи аллювиальных и дельтовых песков.

В середине раннетульского времени произошло повышение уровня базиса эрозии. Низовья эрозионных долин и долинообразные депрессии оказались подтопленными, стали зарастать и заболачиваться. V-образные эрозионные долины превратились в широкие и плоские ложбины. В этот период закончилось оформление всех основных палеогеографических зон.

Раннетульский этап завершился кратковременным, но резким понижением базиса эрозии. Вновь осушились и превратились в область размыва наиболее возвышенные участки. Бокситовые осадки, выполняющие верхние части ложбин, оказавшись значительно выше грунтовых вод, стали интенсивно дегидратироваться. Появились трещины усыхания, расколовшие уплотнившиеся осадки на угловатые неправильной формы отдельности. В дальнейшем эти трещины были заполнены кальцитом и окислами железа. Порода приобрела пятнистый брекчиевидный облик. Возникавшие в сезон ливневых дождей временные потоки эродировали верхнюю часть бокситовых залежей, образовались отчетливые поверхности размыва.

Водные бассейны сохранились только в самых низовьях эрозионных долин и в пределах озерно-болотных равнин, где продолжалось накопление углистых и углисто-известково-глинистых осадков с прослоями огнеупорных глин. В долинообразных депрессиях отложились значительные мощности аллювиальных и дельтовых песков.

Развитие территории в позднетульское время (второй этап) происходило при постепенном повышении уровня базиса эрозии, которое привело к частичному ее затоплению и превращению в обширную озерно-болотную равнину прибрежно-морской зоны. В виде островов суши сохранились только наиболее возвышенные участки.

Новым определяющим качеством осадков, накопившихся в течение второго этапа развития, была их повышенная углистость, выразившаяся в формировании многочисленных залежей бурого угля.

По мере повышения уровня базиса эрозии среди озерно-болотных осадков стали отлагаться прибрежно-морские карбонатные осадки, об-

разующие прослои известковистых песчаников, мергелей и известняков, отмечающие кратковременные ингрессии моря в наиболее пониженные участки.

БОКСИТЫ СЕВЕРО-ОНЕЖСКОГО РАЙОНА

Северо-Онежский бокситоносный район расположен в бассейне среднего течения р. Онеги, на юго-восточном погружении гряды Ветреный Пояс, на северо-восточном продолжении полосы Тихвинских месторождений бокситов.

К началу средневизейского времени поверхность гряды Ветреный Пояс представляла собой довольно плоскую равнину. Глубокие древние долины, возникшие на месте тектонических трещин, были уже почти полностью выполнены осадками валдайской серии верхнего протерозоя и франского яруса верхнего девона. Они достигали 1—3 км в ширину и были ограничены крутыми склонами высотой 60—80 м. Устья долин открывались в обширные плоские котловинообразные понижения, протягивающиеся вдоль подножия склонов гряды Ветреный Пояс.

На кристаллических породах развивалась кора выветривания, начало образования которой относится к доверхнепротерозойскому времени, но интенсивное химическое изменение пород началось в раннем карбоне. Наиболее глубоким преобразованиям подверглись метапиритовые и диабазовые метапорфириты, их рассланцованные разности и амфиболиты серии Ветреного Пояса.

В полных сохранившихся разрезах коры выветривания этих пород выделяются три зоны, соответствующие трем стадиям выветривания. В первой преобладали процессы механического разрушения, порода здесь полностью сохранила свою первоначальную структуру. Во второй зоне породы глинистые. В них наблюдается увеличение содержания окиси железа, алюминия, титана, хрома, калия. Почти полностью отсутствует кальций и натрий, уменьшено количество кремнезема и закисного железа. Присутствуют глинистые минералы типа монтмориллонита. Третья зона характеризуется скачкообразным изменением химического состава коры выветривания. Резко увеличивается содержание алюминия, окисного железа, титана, хрома, заметно сокращается содержание кремнезема, закисного железа. Среди глинистых минералов распространен каолинит в виде вермикулитовых или колломорфных образований. Свободных окислов алюминия здесь не обнаруживается. Макроскопически порода представляет собой каменистую сухаристую глину, жирную на ощупь, красновато-коричневого цвета, распадающуюся на остроугольные обломки. Структура материнской породы не сохраняется.

С начала визейского века оживились процессы эрозии и денудации, резко увеличился размыв и снос потоками со склонов Ветреного Пояса продуктов разрушения коры выветривания кристаллических пород. У подножия массива образовались мощные конусы выноса делювиальных отложений, заполнившие мелководные озера в приустьевых частях древних долин, где происходила дальнейшая бокситизация обломков коры выветривания. В михайловском веке интенсивность сноса уменьшилась, произошло заболачивание местности, сопровождавшееся отложением железистых каолинистых глин с линзами железо-бобовых руд.

Бокситовые породы представлены обломочными, пелитовыми и оолито-бобовыми разновидностями. Обломочные бокситы, слагающие преимущественно нижнюю часть толщи, состоят из обломков в сильной степени измененных пород коры выветривания. Цементация породы различная, обычно плотная. Для обломочных разностей бокситов характерна грубая косая слоистость типа речных потоков.

Пелитовые разности, слагающие в основном верхнюю часть толщи бокситовых пород, плотные, крупнокусковатые, тонкослоистые, местами косослоистые с маломощными прослойками мелко- и тонкообломочных разностей. Среди них встречаются бокситы со своеобразной столбчатой текстурой (возможно, древние почвы).

По минеральному составу бокситы относятся к гиббсит-бёмит-каолинитовому типу. В их составе всегда присутствуют гематит и в меньших количествах гидрогематит. Постоянно встречаются мусковит и гидрослюда, переходящая в каолинит. Основная масса породообразующих минералов находится в тонкодисперсном колломорфном состоянии.

Одним из основных глиноземсодержащих минералов является бёмит, выделяющийся в колломорфной, реже кристаллической форме. Колломорфный бёмит — главная составная часть высокомарочных пористых разностей бокситов. Гиббсит присутствует только в кристаллическом виде. Обычно он выполняет пустотки, трещины в бокситовых породах. Каолинит выделяется в колломорфной форме и в виде вермикулитов. Он образует участки неправильной формы среди обломочного материала бокситов.

В вертикальном разрезе бокситовая толща представляет собой пестрое чередование бокситов с различными значениями кремневого модуля, но усредненный химический состав бокситов по скважинам и в целом по залежи довольно близок.

Химический состав бокситовых пород не находит прямого отражения в их литологическом типе: близкие по химическому составу бокситы могут резко отличаться по своему литологическому облику и, наоборот, бокситы, сходные по внешнему виду, могут иметь разный химический состав. Это обстоятельство говорит о том, что процессы бокситизации происходили уже после отложения делювия, переноса обломков коры выветривания кристаллических пород со склонов гряды Ветреный Пояс.

ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

ВВЕДЕНИЕ

Пермская система представлена четырьмя литолого-палеогеографическими и двумя палеотектоническими картами. В отличие от карт, построенных для девонской и каменноугольной систем, литолого-палеогеографические карты перми отвечают не одному, а двум ярусам, за исключением татарского яруса, для которого построена одна карта. Палеотектонические карты отвечают отделам пермской системы. В составлении карт пермского периода, входящих в Атлас, приняло участие около 80 специалистов.

Ответственными за выпуск раннепермских карт и объяснительной записки к ним являлись В. Д. Наливкин и И. И. Голубева, а для поздней перми Н. Н. Форш. Члены редколлегии — Е. Н. Горецкая, И. С. Грамберг, Г. П. Радченко и В. И. Устрицкий — помимо редакционной работы участвовали в создании легенды, схемы стратиграфической корреляции, в сведении и редактировании полученных макетов по отдельным районам. И. С. Грамберг, кроме того, провел большую организационную работу. Г. П. Радченко и В. И. Устрицкий составили палеобиогеографические карты-врезки, первый — для суши, а второй — для морей; Е. Н. Горецкая провела редактирование карт в части, касающейся вулканогенных и интрузивных образований.

Положение палеомагнитных карт было вычислено для ранней перми А. Н. Храмовым, А. Н. Третьяком, В. М. Бекетовым, В. П. Апаринным и для поздней перми — А. Н. Храмовым с использованием данных И. П. Слауцитайс и В. П. Апарина.

Макеты карт по отдельным районам, сопровождавшиеся, как правило, объяснительными записками, были получены от А. И. Зоричевой (СЗТГУ), П. Я. Сувейздиса (ИГ г. Вильнюс), В. К. Голубцова (ИГН г. Минск), Ф. Е. Лапчик совместно с Л. Н. Макаровой (ГИН АН УССР), от В. И. Славина совместно с А. А. Беловым (МГРИ), от Р. А. Аракеяна (АН АрмССР), А. Я. Дубинского (ВСЕГЕИ), И. Ю. Лапкина (Укр. НИИГаз) совместно с Н. А. Лейе (трест «Артемгеология»), от Е. В. Мовшовича (ДТГУ, Ростов-на-Дону), от Н. Н. Форша (ВНИГРИ), от Т. В. Макаровой совместно с В. А. Горошковой, Н. А. Горнштейн, Е. Д. Добрида (ВНИГНИ), В. Е. Лацковой (НВ НИИГГ), Ф. А. Мишиным (НВ НИИГГ), А. В. Урусовым (ВНИИНГ), О. Б. Кетат (ВНИИНГ), В. В. Кольцовой (ВНИИНГ), Д. Ф. Шамовым (УфНИИ), В. В. Фроловым (УфНИИ) и Р. М. Габдрахмановым, от Я. С. Эвентова совместно с Ю. А. Ивановым, Л. В. Демчук, О. Н. Гусевым (ВНИГНИ), от Е. И. Соколовой (ВНИГРИ), от А. А. Султанаева, Л. З. Соловьевой и Р. П. Сливковой (ВНИГРИ), от А. В. Македонова (ВСЕГЕИ), от В. Д. Наливкина (ВНИГРИ), от Ф. Б. Бенш (ИГГ АН УзССР) совместно с Ю. В. Станкевичем (Ташкентский государственный университет), Х. Ш. Шамакусовым (Ташкентгеология), И. С. Агишевым (Ташкентгеология), от Э. Я. Левена (ГИН АН СССР), от А. С. Кумпана (ВСЕГЕИ) совместно с А. Х. Кагармановым (ЛГИ) и К. В. Митрофановой (ВСЕГЕИ), от И. Н. Звонарева совместно с Э. М. Сендерзоном, В. П. Шоринным, В. Ф. Шугуровым (СНИИГИМС), Н. В. Беленко (ЭСТГУ), А. П. Чухряевой (ЭСТГУ), от П. К. Куликова (Зап.-Сиб. НИГНИ), от И. С. Грамберга совместно с Ю. Г. Гор, Я. И. Полькиным, Д. С. Сороковым, В. И. Устрицким (НИИГА), от Н. Ф. Смирнова совместно с И. И. Голубевой (ВНИГРИ), от С. Ф. Павлова (ВСГИ СО АН

СССР), от В. И. Васильева (ВСЕГЕИ), от В. А. Боброва (ВСЕГЕИ), от В. А. Амантова (ВСЕГЕИ), от В. Н. Андрианова совместно с В. А. Андриановой и Г. С. Гусевым (Якутск. фил. АН СССР), от К. Б. Мокшанцева (Якутск. фил. АН СССР), от В. М. Заводовского (СВТГУ) совместно с К. В. Паракецевым (СВТГУ), от В. К. Елисейвой (ВСЕГЕИ). Границы этих районов указаны на картах-врезках, помещенных на палеогеографических и палеотектонических картах.

В процессе составления карт для Волго-Уральской области была проведена большая промежуточная работа по сведению районных карт ранней перми, составленных для Волгоградской области В. А. Урусовым, О. Б. Кетат и В. В. Кольцовой; для Саратовской области В. Е. Лацковой и Ф. А. Мишиным; для Башкирии Д. Ф. Шамовым и В. В. Фроловым. Для центральных и северных районов Т. В. Макаровой, В. А. Горошковой, Н. А. Горнштейн и Е. Д. Добрида. Эту сводку и общее редактирование осуществили Т. В. Макарова, В. А. Горошкова и Н. А. Горнштейн. Ими же проведена сложная работа по увязке карты уфимского и казанского ярусов Волгоградской и Саратовской областей с картой центральных и северных районов Волго-Уральской области.

Карта уфимско-казанского времени центра, востока и севера Восточно-Европейской платформы ввиду ее большой сложности, возникшей в результате объединения двух ярусов разнопородного состава, была переработана Н. Н. Форшем при участии Т. В. Макаровой, В. А. Горошковой и Н. А. Горнштейн, по принципу выравнивания ярусов в единые строчки.

Карты Алтае-Саянской области составлены И. Н. Звонаревым и Э. М. Сендерзоном при участии Н. В. Беленко, А. П. Чухряевой, Д. Н. Сидельникова и Н. В. Артемовой для Кузбасса и В. П. Шорина и В. Ф. Шугурова для остальной части области.

Общее редактирование карт по Арктике осуществлялось И. С. Грамбергом и В. И. Устрицким. Куратором карт по Средней Азии (за исключением Памира) являлся Е. А. Кочнев.

Большую помощь по сведению макетов позднепермских карт Сибири оказала И. И. Голубева.

Пермские карты просматривались многими специалистами, которые сделали ряд ценных предложений и поправок, а также предоставили свои материалы. Среди них в первую очередь необходимо отметить К. Л. Бельговского (Восток Средней Азии), О. Д. Коцюба (Эмба), Н. Е. Кравченко (Запад Средней Азии), Г. А. Смирнова (интрузии на среднем и южном Урале), А. В. Хабакова (палеогеография Урала) и А. Н. Шарданова (Северный Кавказ).

Карты после их сведения, как правило, просматривались авторами районных карт и внесенные при сводке изменения в большинстве случаев были с ними согласованы. Материалом, положенным в основу карт, являлись дачные, в подавляющем числе случаев собранные самими авторами или в поле, или по скважинам.

Помимо четырех основных литолого-палеогеографических и двух палеотектонических карт в Атласе содержатся следующие дополнительные карты пермского периода:

Карта палеогеографических условий накопления солей на востоке Русской плиты в иренское время (ранняя пермь) — авторы М. П. Фивег и Н. И. Банера.

Схематические карты соленакопления Верхнепечорского, Верхнекамского и Косьвинско-Сылвенского бассейнов иренского времени. Авторы М. П. Фивег и Н. И. Банера.

Литолого-палеогеографические карты раннепермского соленакопления Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Дон-

басса для никитовского, славянского и краматорского времени. Автор С. М. Кореневский.

Карты палеогеографических условий накопления углей Печорского угленосного бассейна в пермском периоде. Автор А. В. Македонов.

Карты палеогеографических условий накопления углей в Кузнецком угленосном бассейне в каменноугольный и пермский периоды. Авторы И. Н. Звонарев, Э. М. Сендерзон (эти карты, а также пояснение к ним помещены в разделе «Каменноугольный период» настоящего тома, так как они составляют неразрывный ряд с подобными картами для каменноугольного периода).

Послойные литолого-палеогеографические карты востока Русской платформы (казанский век). Автор Н. Н. Форш.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Эти карты построены с целью выявления палеогеографических условий образования наиболее характерных для перми полезных ископаемых и для наиболее изученных районов.

Литолого-палеогеографические карты пермского периода составлены две для раннепермской эпохи и две для позднепермской. Такое расчленение недостаточно для четкого отражения смены палеогеографических обстановок. Так, например, на одной карте объединены несовместимые обстановки открытого моря и континента (уфимский и казанский века Восточно-Европейской платформы) или моря, континента и солеродных бассейнов (ассельский и сакмарский века Днепровско-Донецкого прогиба). Однако единого более дробного стратиграфического расчленения для всей территории СССР провести не удалось. На огромных пространствах Сибири, Северо-Востока и Казахстана даже выделение подотделов нередко проводится условно и еще более условно эти подотделы сопоставляются с эталонными разрезами Приуралья. Принципы составления литолого-палеогеографических карт требуют строгой стратиграфической корреляции, а современная изученность стратиграфии не позволяет это сделать более детально, чем для подотделов.

Пожалуй, наиболее уверенно и на больших площадях можно выделять ассельский ярус, отвечающий широкой трансгрессии швагеринового моря. Для этого времени разрезы Восточно-Европейской платформы хорошо коррелируются с разрезами юга СССР. Для более поздних отрезков геологической истории корреляция становится условной. Не менее условна корреляция разрезов перми Верхоянья, Северо-Востока и Восточно-Европейской платформы. Они принадлежат к разным палеобиогеографическим областям или провинциям.

В основу корреляции положена схема сопоставления разрезов пермских отложений СССР, составленная Б. К. Лихаревым для пермского тома «Стратиграфия СССР». В эту схему внесен целый ряд изменений, связанных с результатами более поздних исследований и с решениями стратиграфических совещаний и МСК. Кроме того, в схему включены разрезы Днепровско-Донецкого и Припятского прогибов, а также Карпат.

Перечислим наиболее спорные места корреляции, изменение которых может заметно переменить рисовку карт.

В Прибалтике условно к ассельскому и сакмарскому ярусам отнесены красноцветы мертвого красного лежня. Основанием для этого служит отличие их по минеральному составу от девонских красноцветов и сопоставление истории осадконакопления в Прибалтике с историей, установленной в Польше, ГДР и в центральных областях Восточно-Евро-

пейской платформы. Спорным также является корреляция нижнего цехштейна с казанским ярусом. Возможно, его следует сопоставлять с уфимским ярусом, как это считают Е. М. Люткевич, Д. Л. Степанов и В. Б. Тризна [67].

Невыясненной и спорной является корреляция сакмарских, артинских и кунгурских отложений северо-западных областей и Волго-Уральской области на Восточно-Европейской платформе. А. И. Зоричева, опираясь на разрезы Северного Тимана, приходит к выводу, что хемогенную толщу нижней перми в районе г. Вологды следует сопоставлять с артинским и кунгурским ярусами. Т. В. Макарова, В. А. Горшкова, Н. А. Горнштейн и Е. Д. Добрида, последовательно сопоставляя разрезы скважин от Южного Тимана и Прикамья до западных областей, доказывают, что эту хемогенную толщу нужно относить к сакмарскому ярусу. Выяснить истинное положение хемогенной толщи не удалось. Поэтому на северо-западе Восточно-Европейской платформы нижнепермские отложения остались не разделенными на подотделы.

Разрезы Восточно-Европейской платформы и Приуралья являются стратотипом пермской системы и большинства ее ярусов. Однако верхи их, начиная с кунгурского яруса, представлены преимущественно континентальными осадками. Лишь казанский ярус является морским. Поэтому расчленение верхов разреза в большинстве случаев основывается на данных фауны пресноводных или солоноватоводных бассейнов, на флоре и на смене литологии. Отсюда возникает условность проведения границ. По этой же причине неуверенно установлены границы и в нижнепермских отложениях на западе Волго-Уральской области, где разрез выше ассельского яруса сложен преимущественно хемогенными отложениями. Указанные недостатки разреза несколько сглаживаются на севере Восточно-Европейской платформы, где вся нижняя пермь и часть верхней представлены морскими осадками.

В пределах Волго-Уральской области наиболее неясным является положение границы между сакмарским и артинским ярусами в Волгоградском Поволжье, а также присутствие артинского и кунгурского ярусов на северо-западе Волго-Уральской области и в Центральных областях Восточно-Европейской платформы (междуречье Вятки и Ветлуги). К кунгурским отложениям Т. В. Макарова здесь условно отнесла 2,5 м оолитовых доломитов с ядрами пеллеципод, залегающих в кровле нижней перми в разрезе Шарьинской опорной скважины. Спорным также является положение границы нижне- и верхнеказанского подъярусов в Куйбышевской и Оренбургской областях, но изменение положения ее не скажется на рисовке карт. Наконец, довольно условно проводится граница между пермской и триасовой системами.

В Припятском и Днепровско-Донецком прогибах уверенно сопоставляются с ассельским ярусом лишь отложения, содержащие фауну швагеринового горизонта. Вышележащие хемогенные отложения отнесены к сакмарскому ярусу с долей условности, так как возрастной диапазон их еще не определен. Так же неуверенно отнесены красноцветы верхов перми к татарскому ярусу. Корневская свита, которую теперь считают нижнетриасовой, помещена на карте татарского яруса. К последнему отнесена и дудичская свита Припятского прогиба.

В Карпатах, Крыму и на Кавказе стратиграфическое расчленение и палеонтологическое обоснование выделенных подразделений недостаточно полное и границы между отделами и подотделами здесь являются ориентировочными. Лучше всего палеонтологически охарактеризован разрез Северной Осетии, описанный Ю. Г. Моргуновым и В. И. Славиным [83], но он весь представлен однородной карбонатной гизельдонской свитой. В Сванетии в связи с отсутствием перерывов в раз-

резе между карбоном и триасом предполагается наличие полного разреза перми. На Северо-Западном Кавказе выделяемые ранее А. Д. Миклухо-Маклаем кутанский, никитинский и улуштенский горизонты понимаются как взаимно замещающие фациальные комплексы. Обоснованием этому служат результаты детальной геологической съемки и разновозрастность комплексов брахиопод и пелеципод. Абагский горизонт, ранее относимый к перми, переведен в нижний триас в связи с находками в горах Гефо и Абаго кампильских аммонитов. Гимагдыкская свита, возможно, имеет кунгурский возраст, а аксаутская отвечает не только ассельскому и сакмарскому, но и артинскому ярусам.

Закавказье является одним из немногих в СССР, где наблюдается постепенный переход пермских отложений в триасовые (в морских фациях). На этой границе распространена смешанная фауна — совместно с пермскими брахиоподами встречаются триасовые аммониты. Смена четырехлучевых кораллов шестилучевыми происходит постепенно. Катастрофическое изменение фауны отсутствует. Фауна ассельского яруса имеет много общих форм с фауной Приуралья, но более молодая фауна резко отлична. С другой стороны, последняя близка к фаунам Восточных Альп, Памира, Китая и Японии.

В Тянь-Шане пермь представлена морскими отложениями, среди которых уверенно выделяется ассельский ярус и аналоги совместно сакмарского и артинского ярусов. Большинство фораминифер из сакмарского и артинского ярусов являются местными формами, но среди них встречаются и единичные экземпляры фораминифер, характерных для стерлитамакского, бурцевского и саргинского горизонтов Приуралья. Все приуральские формы встречаются совместно и поэтому уверенно границу между сакмарским и артинским ярусами провести не удается. Морские кунгурские отложения в Тянь-Шане неизвестны и предполагается, что на этот век здесь падает перерыв в осадконакоплении. Верхнепермские отложения представлены наземными образованиями. Возраст их устанавливается по флоре и нет уверенности в том, что нижняя их часть не может иметь раннепермский возраст, а верхняя — триасовый. Это относится и к территории Мангышлака.

На Памире и в Дарвазе распространены морские отложения, хорошо охарактеризованные фауной.

В Восточном Казахстане развиты только наземные вулканогенные отложения и отложения опресненных и засоленных бассейнов. Расчленение их и сопоставление с эталонными разрезами является проблематичным. Оно основывается на флористических данных, а также на фауне пелеципод, филлопод, остракод и позвоночных. Пермские отложения здесь залегают согласно на верхнекаменноугольных и в ряде районов не отделимы от последних, как, например, в хребте Каратау и в Чуйской впадине, а также в Северном Прибалхашье и в Южной Джунгарии, где развиты уже вулканогенные отложения. Нижняя пермь в Восточном Казахстане на подотделы не расчленена и ее литолого-палеогеографическая характеристика повторена на обеих раннепермских картах. Верхняя пермь на подотделы также не расчленена и четко не отделяется от нижнего триаса.

В Джунгарии, Прииртышье и на хребте Саур документированные органическими остатками нижнетриасовые отложения не отличимы от верхнепермских и не имеют с ними четкой границы. По всей вероятности, нерасчлененные верхнепермско-нижнетриасовые отложения распространены в Восточном Казахстане более широко, чем это установлено в настоящее время. По-видимому, триасовые отложения присутствуют и среди вулканогенных толщ. Позднепермский возраст отложений

обосновывается флористическими данными. На обоих позднепермских литолого-палеогеографических картах из-за невозможности расчленения разреза пришлось повторить рисовку литолого-палеогеографических обстановок. Мощности условно поделены пополам.

В пределах Западно-Сибирской низменности достоверных пермских отложений не известно. Условно к верхней перми отнесены красноцветы и эффузивы, вскрытые скважинами в бассейне р. Парабель (левый приток Оби). Палеогеографическая обстановка здесь изображена на основании представлений об истории развития Уральской, Обь-Зайсанской, Томь-Кольванской геосинклиналей и предполагаемого древнего байкальского ядра в центре низменности. Границы проведены с учетом геофизических данных.

В Арктике наибольшие затруднения вызывает корреляция фаун западного и восточного морей, принадлежащих различным биогеографическим провинциям, а также корреляция морских отложений с континентальными отложениями Ангариды. Поэтому нельзя быть уверенными в точном совпадении границ подотделов в этих районах. Новые данные по Таймыру дают основание полагать, что руднинскую и нижнеруднинскую подсвиты следует относить к нижней перми, а не к верхней. В пользу такого предположения говорят находки *Noeggerathiopsis* ex gr. *subangusta*, встреченного в быррангском горизонте, артинский возраст верхней части которого подтверждается фауной брахиопод. Из условных сопоставлений необходимо отметить отнесение тустахской свиты Нордвикского района к артинскому ярусу. Нижняя часть свиты не содержит органических остатков и поэтому нельзя исключать ее сакмарский возраст, хотя сопоставление с Верхояньем говорит скорее об артинском возрасте базальных горизонтов пермской толщи на всем севере Сибирской платформы.

При построении карт для Сибирской платформы в качестве основы использована унифицированная схема, принятая на Межведомственном совещании 1964 года. Впервые пермские отложения Тунгусской синеклизы расчленены на региональные флористические горизонты: клинтайгинский, бургуклинский, ногинский, чапкоктинский, устьдегалинский и гагарийский. Их стратотипы отвечают по объемам свитам. Лишь верхние горизонты — устьдегалинский и гагарийский — соответствуют подсвитам дегалинской свиты. Однако степень изученности и достоверность выделения этих горизонтов далеко не одинакова. Бургуклинский, чапкоктинский и частью устьдегалинский горизонты, содержащие богатую флору и спорово-пыльцевые комплексы, выделяются довольно уверенно в разрезах. Клинтайгинский горизонт имеет широкое распространение на юге Сибирской платформы, на западе он не имеет четких границ. Ногинский горизонт зачастую выделяется условно по литологическим данным. Гагарийский горизонт, соответствующий гагарийским слоям, представленный глинами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, известен пока лишь в нескольких точках в среднем течении р. Нижней Тунгуски.

Разрез континентальной угленосной толщи Кузбасса изучен весьма детально и, подобно разрезу востока Восточно-Европейской платформы, является эталонным для континентальных отложений главным образом Сибири, Казахстана и Алтае-Саянской области. Корреляция этого разреза с разрезами других районов Алтае-Саянской области принята по И. Н. Звонареву [48].

В Верхоянье выделение аналогов четырех подотделов, установленных на Восточно-Европейской платформе, сопряжено с большими трудностями и осуществляется неуверенно. Причиной этому служит существенное отличие комплексов фауны и флоры. Возрастная оценка неко-

торых групп фауны Верхоянья за последнее время значительно изменилась. В частности, последние исследования показали, что *Kolymia* встречается совместно как с позднепермскими амоноидеями и брахиоподами, так и с раннепермскими [134, 4, 6]. Раньше же все отложения, в которых встречалась *Kolymia*, относились только к верхней перми. По этой причине считавшиеся ранее верхнепермскими тумаринская свита и верхи эчийской свиты в настоящей работе рассматриваются в составе верхнепермских отложений. Толщи, характеризующие эндемичными «раннепермскими» брахиоподами [53], по гониатитам принадлежат к среднему и верхнему карбону [105]. При составлении литолого-палеогеографических карт принадлежность отложений к карбону или к перми определена по данным фауны гониатитов. В качестве эталона для расчленения разрезов принята схема, разработанная на разрезах центральных и восточных районов Западного Верхоянья.

Наибольшие трудности вызывает стратиграфическая корреляция разрезов Северо-Востока СССР с общей стратиграфической схемой. В свете современных данных представляется возможным, что отложения ирбычанского горизонта частично или полностью относятся к S_2^2 , а мунугуджакского горизонта к S_3 и P_1^1 . Кроме того, выяснилось, что тумаринская свита одновозрастна с джигдалинским горизонтом, а последний является фациальным аналогом джелтинского горизонта. Позднейшие исследования также показали, что ололонский горизонт отвечает не казанскому, а уфимскому ярусу, и хивачский горизонт — не татарскому, а казанскому ярусу.

Стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских отложений Забайкалья вызывает также большие споры. Причина части из них кроется в недостаточной палеонтологической характеристике. Причина другой части неясностей заключается в определении возраста фаунистических комплексов Забайкальской биогеографической провинции, подобных тем, которые были охарактеризованы выше, при описании корреляции разрезов Северо-Востока СССР. Вследствие этих неясностей на картах не нанесены спорные точки выходов пермских отложений. На картах раннепермской эпохи показано лишь Чиронское поле пермских осадков.

На Дальнем Востоке и в Приморье изученность пермских отложений также является недостаточной. Фауна известна лишь в немногих точках мощных многокилометровых разрезов. Поэтому стратиграфическая корреляция в значительной степени проведена предположительно.

В последние годы в восточной части Монголо-Охотской геосинклинали были найдены фораминиферы позднекарбонного — раннепермского облика. Кремнисто-вулканогенные и песчано-алевролитовые осадки, содержащие эту фауну, условно полностью отнесены к нижней перми.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

РАННЯЯ ПЕРМЬ

Ассельский и сакмарский века

Сопоставление литолого-палеогеографической карты ассельско-сакмарского времени (прилож. 16) с картой позднекаменноугольной эпохи (см. прилож. 13), показывает, что в некоторых районах площади морей увеличились. Это фиксируется на северо-восточном побережье Русского моря, в Днепровско-Донецком заливе, в южной части Закавказской возвышенности. Имеются указания на следы трансгрессии в некоторых районах Верхоянского моря и к востоку от него, однако отрывочность

данных и разногласия в стратиграфической корреляции не позволяют говорить о трансгрессии уверенно. Вслед за этой небольшой трансгрессией началась постепенная общая регрессия, продолжавшаяся до середины триаса. Исключением служит Дальний Восток и Северо-Восток СССР.

Другим общим изменением по сравнению с поздним карбоном является увеличение высоты гор и занимаемой ими площади. Этот процесс особенно сильно проявляется во второй половине рассматриваемого отрезка времени. Происходило также дальнейшее смещение к юго-западу палеоширот на Ангарском континенте.

Климатическая зональность выражена весьма ярко. На Восточно-Европейской платформе и в Казахстане располагалась жаркая сухая аридная зона. Северо-восточнее, на Сибирской платформе и в Кузнецком бассейне, находилась зона влажного умеренного климата с характерным для нее мощным угленакоплением. Еще далее на северо-восток, на Таймыре и в Верхоянье, где развиты мощные морские безкарбонатные отложения, располагалась зона холодного климата.

Расселение фауны и флоры находится в хорошем соответствии с распределением климатических зон, устанавливаемым по литологическим признакам.

Северо-западная и западная части Советского Союза в ассельско-сакмарское время представляли собой пустынную холмистую равнину, выжженную солнцем, почти лишенную растительности и рек. Наиболее приподнятой была ее юго-западная часть. Здесь обнажились породы кристаллического фундамента, слагавшие высокие холмы и дававшие грубый аркозовый материал.

Северо-восточная окраина Воронежско-Карельской низменности была пологой и сложенной карбонатными породами. Она временами заливалась мелким морем, но большей частью представляла собой сушу с мелкими, солеными водоемами.

Русское море было своеобразным. На западе оно являлось крайне мелководным и имело повышенную соленость, вследствие чего здесь происходило осаждение доломитовых илов, нередко гипса, а местами соли. В прибрежной полосе к хемогенным осадкам примешивалось небольшое количество терригенного материала. К северу и востоку соленость воды понижалась до нормальной. Как отмечают Т. В. Макарова, В. А. Горюшкова и Н. А. Горнштейн, на востоке препятствием для свободного водообмена служила подводная отмель, протягивавшаяся от южного окончания Тимана через Татарский свод в сторону г. Куйбышева. Она фиксируется полосой пониженных мощностей. На севере и северо-востоке подобный барьер не устанавливается. Переход к преимущественно карбонатным морским отложениям, как указывает А. И. Зоричева, происходит постепенно за счет увеличения количества известняков и появления нормальной морской фауны, главным образом крупных фораминифер и колониальных кораллов. На востоке в Предуральском прогибе море имело нормальную соленость и в нем жила богатая и разнообразная стеногалинная фауна.

Наибольшие размеры море имело в ассельский век (швагериновые слои). Оно, вероятно, доходило почти до района Москвы и покрывало юго-восточную часть Воронежской антеклизы. Но осадки его здесь не сохранились. Соленость моря была близкой к нормальной. В дальнейшем оно отошло к востоку (особенно быстро в конце сакмарского века) и связи его с южными морями ухудшились, что вызвало повышение солености. На западе повсеместно стали откладываться гипсы и доломиты. В центральной наиболее глубокой части, по мнению Т. В. Макаровой, В. А. Горюшковой и Н. А. Горнштейн, в сакмарский век проис-

ходила даже садка галита, мощность которого достигает 30 м. А. И. Зоричева считает, что это соленакопление относится не к сакмарскому, а к артинскому веку.

Характер осадков выдержан на больших пространствах. Наблюдается лишь постепенное замещение известняков к западу доломитами и гипсами, а также появление небольшой примеси глинистого и песчаного материала близ западного берега моря и прослоев песков и песчаных известняков в бассейне р. Выми. Обломочный материал поступал, по-видимому, с островов, существовавших на месте Тимана.

Наиболее значительные и быстрые фациальные изменения происходили на востоке вблизи активной в то время Уральской геосинклинали. Если ширина поля накопления гипсов, доломитов и известняков достигала 500—800 км, то ширина полосы образования известняков и доломитов не превышала 80—100 км, а преимущественно чистых известняков 40—70 км.

Область карбонатного осадконакопления и мелкого моря на востоке заканчивалась зоной рифообразования. Здесь мощности осадков достигают максимума (600—1000 м), а фауна — наибольшего разнообразия и богатства. Рифовые массивы ранней перми, так же как и современные рифы, представляли собой низкие острова, отмели и, вероятно, атоллы. Цепочка рифов протягивается вдоль всего Урала почти от Прикаспийской синеклизы и до гряды Чернышева. Однако мощность их на самом юге и особенно на севере значительно уменьшается.

Восточнее рифовой полосы глубина моря резко возрастала и, судя по соотношению мощностей рифов и глубоководных осадков, достигала многих сотен метров, возможно, 1000 м. Глубоководный желоб имел небольшую ширину (порядка 15—30 км). В его пределах накапливались глинисто-известковистые илы, содержащие довольно разнообразную фауну. Помимо глубоководных форм в них нередко встречаются фузулины, кораллы и даже водоросли. Возможно, раковины мелководных животных были снесены прибоем и течениями с рифов и с мелководья. Желоб распадался на 4—5 ванн, между которыми существовали перемычки. На одной из них (район хребта Каратау) находился скалистый остров, в результате обвалов берегов которого образовывались огромные глыбы известняка, достигавшие в поперечнике 100 метров.

Подобные же глыбы известны в ассельском ярусе и на самом юге Урала. Вдоль восточного склона желоба накапливались мощные глинисто-алеврито-песчаные осадки, образовавшие флишеподобные и типично флишевые толщи. Наконец, в прибрежной части шло накопление галечников, слагающих комплексы, иногда сходные с молассами. Галечники распространены повсеместно, что связано с последующей эрозией и, возможно, с их накоплением преимущественно в устьях древних рек. В зоне перехода песчано-алевритовых осадков в галечные предполагались небольшие береговые рифы, построенные водорослями и залегающие среди грубозернистых терригенных пород.

Берег был крутым и уже недалеко от него возвышались горы Урала. Хребет Уралтау располагается всего в 50 км от раннепермской береговой линии. Современные антиклинории, по-видимому, имели вид хребтов, а синклинории — межгорных долин.

Урал в то время еще не был очень высоким. Судя по распространению конгломератов, наибольшие высоты располагались на южном и среднем Урале. В северной и особенно в Приполярной и Полярной его частях, согласно А. В. Македонову, существовало низкоегорье или даже холмистые равнины, но и тут водораздел находился вблизи береговой линии, так как состав обломочного материала сходен с породами, обнажающимися в настоящее время в осевой части Урала и на его западном

склоне. Обломочного материала здесь было немного и он в основном разгружался в Лемвинском флишевом трого, за пределы этого трога выносилось лишь небольшое количество глинистых частиц.

Ширина горной страны, по-видимому, соответствовала ширине всей герцинской складчатой системы, достигающей, по геофизическим данным, 300—400 км. Основной снос обломочного материала, видимо, шел на восток в пределы обширной Западно-Сибирской низменности. Можно предположить, что он выносился большими реками и еще дальше.

Основные проливы, которыми Русское море соединялось с Полярным бассейном, располагались на севере в пределах современной Печорской синеклизы. В ассельско-сакмарское время соединение было широким. Море здесь было сравнительно глубоким, особенно в Приуральской части, где накопились маломощные (6—12 м) тонкослоистые мергелистые осадки, лишенные фузулинид и колониальных кораллов. В отличие от Русского моря здесь почти не происходило накопления доломитов и тем более гипсов. Восточной границей распространения последних являлись острова и отмели, существовавшие на месте Тимана.

На юге Русское море также соединялось с океаном (Тетис), но это соединение было не столь широким и постоянным. В ассельское время оно существовало несомненно, так как одинаковые формы фузулинид встречаются как в Приуралье, так и в Закавказье. Для сакмарского века это соединение является спорным, так как комплексы фауны указанных двух районов различны. В пользу существования пролива свидетельствует морская фауна, известная не только вдоль всего Приуралья, но и по западному борту глубокой котловины Прикаспийского моря. Если бы его не было, то в условиях жаркого, аридного климата неизбежно началось бы засоление обособленного морского залива, как это и произошло позже — в кунгурский век.

Большое значение для понимания палеогеографической обстановки в Прикаспийском море имеют обнаруженные В. А. Урусовым [156] в его западной части рифовые массивы. По мере приближения с запада к рифам животный мир, населявший море, становился богаче и разнообразнее. Следовательно, еще восточнее находилось открытое море. Оно было глубоким. На это указывают рифовые массивы, как правило, возникающие на уступах морского дна. Кроме того, для создания условий быстрого накопления многокилометровой толщи солей кунгурского яруса необходимо было подготовить соответствующее по объему вмещище.

Юго-восточный и южный берега Прикаспийского моря, как указывают Я. С. Эвентов и Ю. А. Иванов, окаймлялись горами, дававшими значительное количество терригенного материала. Этот материал накапливался и вдоль северного борта кряжа Карпинского, который, по данным И. Ю. Лапкина, Е. В. Мовшовича и Н. А. Лейе, в это время начал подниматься, но не представлял собой высоких гор. Его северо-западная часть была еще более низкой. Вдоль нее, начиная с середины ассельского века, существовал морской пролив, через который воды Прикаспийского моря проникли в Днепровско-Донецкий залив. Как указывает Ф. Е. Лапчик, трансгрессия распространялась постепенно и дошла до Припятского прогиба ко времени второй зоны швагеринового горизонта. В заливе жили фораминиферы, криноидеи, брахиоподы и другая фауна, указывающая на нормальную соленость воды. В дальнейшем из-за ухудшения связи через пролив соленость воды стала повышаться и достигла степени, достаточной для осаждения солей.

На северо-западе, в Припятском заливе, по данным В. К. Голубцова, после периода увеличения солености и отложения красно-бурых глин с сульфатами наступила эпоха опреснения водоема. В нем оби-

тали остракоды, харовые водоросли и черви. Площадь залива расширилась по сравнению с более ранним временем. Его центральная часть отвечала зоне, где в настоящее время сохранилась верхняя хемогенная часть разреза. В прошлом эта толща, видимо, была распространена несколько шире.

Палеогеографическая обстановка в Альпийской геосинклинальной области, протягивающейся от Карпат до Копетдага, восстановлена по очень небольшому количеству отрывочных данных. Наиболее достоверна она для района Большого Кавказского хребта. Несомненно, что здесь существовали высокие горные хребты, узкие межгорные долины и морские проливы. В Карпатах, Молдавии и на Северном Кавказе в межгорных впадинах, как считают В. И. Славин и А. А. Белов, располагались озера, в которых накапливались грубообломочные красноцветные осадки. Южнее продолжал существовать довольно узкий морской пролив, оставивший после себя флишoidные толщи. На месте Черного моря и Крыма, по-видимому, располагалось море, на что указывают глыбы и гальки пермских известняков, обнаруженные в мезозойских отложениях Крыма и принесенные сюда с юга. Глубокие участки моря показаны чисто гипотетически. Закавказская суша, возможно, являлась огромным островом. Рельеф ее не был расчлененным и с нее сносилось мало терригенного материала.

В конце ассельского века на южную часть суши трансгрессировало море. В нем жила фауна, аналогичная фауне Восточных Альп, Памира и Китая.

Палеогеографическая обстановка в пределах Копетдагского моря изображена предположительно, так как достоверных нижнепермских отложений на всей этой территории, покрытой мезозойскими и кайнозойскими осадками, в скважинах не обнаружено. Источником для выделения здесь островов, горных хребтов и определения положения береговых линий послужили сведения по распространению верхнепермских и триасовых образований, а также тектонические представления, основанные главным образом на геофизических данных.

К северу от Кавказского пролива вытянутые участки низменных равнин, показанные среди холмистой равнины, соответствуют областям распространения предположительно верхнепермских отложений. Наличие верхнепермских известняков в районе Озексуата небесспорно и поэтому существование морского залива твердо не доказано. Спорно также отнесение терригенных отложений в восточной части кряжа Карпинского к перми, но наличие продольных долин в молодой поднимающейся горной области весьма вероятно.

Восточнее располагалось Копетдагское море, имевшее непосредственную связь с Тетисом. Низменные острова в его пределах изображены так же, как и на палеогеографических картах каменноугольного периода; на месте срединных массивов, располагавшихся внутри герцинской складчатой системы. Горные хребты и вытянутые острова показаны на месте крупных разломов. Рисовка в районе Туаркыра дана согласно представлениям Н. Е. Кравченко. Северная береговая линия Копетдагского моря проведена вдоль системы крупнейших разломов. Хребты в южной части Уральской горной страны соответствуют антиклинориям, предположительно выделяемым по геофизическим данным. Равнина, расположенная к западу от них, соответствует Североустуртской синеклизе, в пределах которой развиты пермо-триасовые красноцветы.

Несколько больше данных имеется по акватории древнего Среднеазиатского моря, его берегам и даже по Кызылкумской возвышенности.

Но их все-таки не хватает для проведения изопахит и изображения точной картины.

Среднеазиатское море и его берега сильно отличались от Русского и, возможно, приближались в палеогеографическом отношении к Кавказскому морю. В его пределах, по данным Ф. Р. Бенш, Ю. В. Станкевича, Х. Ш. Шамаксудова и И. С. Агишева, располагались многочисленные острова, нередко гористые, а вдоль берегов протягивались горные хребты, местами с вулканами. Вулканические извержения происходили и в море. Несомненная расчлененность рельефа дна и наличие в удаленных от берега участках тонких глинисто-карбонатных осадков заставляет считать, что местами море было сравнительно глубоким. Вблизи берегов в ряде пунктов известны мощные песчано-галечные толщи. Состав галек и их окатанность указывают на местный источник сноса и близость гор. Берега и горы были покрыты растительностью, но менее влаголюбивой, чем растительность, существовавшая в карбоне.

Условия осадконакопления на Центральном и Южном Памире, как указывает Э. Я. Левен, резко отличались от описанных выше. Здесь не было быстрых изменений состава осадков по простиранию, а мощность их во много раз меньше, чем на севере (десятки и сотни метров против 1—2 тысяч). Изменения осадков по мере приближения к массиву древних пород, расположенному на юго-западном Памире, не наблюдается и, возможно, традиционно выделяемая здесь на всех картах суша покрывалась морем. Границами зон с разрезами различного типа служат надвиги, по которым происходили значительные горизонтальные смещения, поэтому литологические и палеогеографические границы для Памира являются условными.

Своеобразная вулканическая область располагалась северо-западнее Ферганского залива. Она была гористой, так как сохранились песчано-конгломератовые толщи, отложившиеся на севере в наземных условиях и содержащие флору, а на юге и в морских, на что указывает фауна фораминифер. Возможно, осадконакопление было приурочено к мульдам проседания, связанным с вулканами. Горы, по-видимому, не были высокими, но все же превышали существовавшие в карбоне.

Севернее, в пределах Казахской низменности, палеогеографическая обстановка по сравнению с поздним карбоном изменилась мало. Нижнепермские отложения здесь еще не удалось разделить подобно другим регионам Советского Союза на два подотдела. Поэтому на обеих картах дана одна и та же рисовка. Соответственно и описание производится один раз.

В западной части низменности, по данным А. С. Кумпана, сохранились от позднего карбона моря-озера. В начале перми осадконакопление отличалось от позднекарбонного широким развитием глинисто-карбонатных илов. Казахское море-озеро, по-видимому, было единым. В нем жило много ганоидных рыб, остракод, филлопод и пеллципод. В конце ранней перми оно разделилось двумя перемычками на три части. В северной части продолжали накапливаться красноцветы, в которых сохранились остатки позвоночных; в средней — сероцветные мергели с мощными пластами соли; в южной — красноцветы, также содержащие пласты соли и гипса.

Очень спорен вопрос о том, где было соединение солеродного бассейна с открытым морем. А. С. Кумпан [61] считает, что существовала периодическая связь через Тургайский прогиб и Северное Приаралье с Прикаспийским солеродным бассейном, а на юге располагался хребет, отделявший Казахское море-озеро от Среднеазиатского моря. Однако состав осадков показывает, что высота хребта Каратау снизи-

лась. Кроме того, в Прикаспийском солеродном бассейне концентрация солей была значительно выше, чем в Казахском. Наконец, в ранней перми высота Уральских хребтов и вероятного их южного продолжения была большой, и они должны были препятствовать соединению этих бассейнов. Среднеазиатское же море подходило очень близко к Казахскому. Все эти соображения заставили показать на карте временами возникавший пролив между этими морями.

В пределах Джунгаро-Балхашского вулканического плато несколько сократилась площадь вулканической деятельности. В то же время плато немного поднялось, на что указывает широко распространение хвойной растительности, свойственной горному флористическому поясу. К сожалению, на картах позднекаменноугольной и раннепермской эпох показано обратное соотношение. В поздней перми плато поднялось еще выше.

На востоке, в Обь-Зайсанской зоне, по-видимому, уменьшились размеры области осадконакопления, исчезли заболоченные участки (места накопления углей) и несколько увеличилась высота горных хребтов. Лишь на самом юге сохранилась впадина, где накапливались битуминозные глины, алевроиты и пески.

Западно-Сибирская низменность на карте изображена предположительно по данным, имеющимся вдоль ее обрамления, и по тектоническим представлениям, базирующимся на результатах геофизических исследований. В восточной части низменности, вероятно, находилась Пурская возвышенность, откуда поступал обломочный материал в западную часть Среднесибирской низменности. Вдоль западных склонов возвышенности, возможно, располагалась вытянутая низина, унаследованная от позднего карбона. Кратковременные ингрессии в эту низину способствовали проникновению морской фауны в северную часть Кузнецкого моря-озера. Состав и распределение песчаного материала на Таймыре с несомненностью указывают на существование еще далее на севере Североземельской и Лаптевской суши.

С юго-запада к Хатангскому морю примыкала обширная Среднесибирская низменность. В ней по сравнению с поздним карбоном, несколько сократилась площадь осадконакопления. Однако она не была столь малой, как это может показаться из рассмотрения карты. Часть осадков была смыта уже в предартинско-кунгурское время или в его начале. Сохранившаяся часть осадков представлена преимущественно кварцевыми песками, принесенными с Байкальской возвышенности и отложившимися в огромных озерах, болотах и на аллювиальных равнинах.

В западной части низменности рельеф был более расчлененным. Здесь существовали небольшие возвышенные участки и болотистые низины, где накапливались терригенные осадки полимиктового состава с большим количеством растительных остатков. Мощности их сравнительно невелики.

Алтайская возвышенность по сравнению с поздним карбоном несколько поднялась и области осадконакопления сократились. В межгорных впадинах, как считают И. Н. Звонарев, Э. М. Сендерзон, В. П. Шорин, В. Ф. Шугуров, продолжали существовать крупные пресные или почти пресные озера с реликтами морской фауны. Прямая связь с открытым морем, предполагаемая для позднего карбона, прекратилась. Берега озер и горы были покрыты богатой растительностью, дававшей гумусовый материал для угленосных толщ Кузбасса и Минусинских котловин. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, состав растений существенно менялся в зависимости от высоты местности.

Для всей территории, расположенной западнее Среднесибирской низменности, устанавливается хорошее совпадение данных по трем независимым методам определения палеоклиматической зональности — по палеобиогеографическому районированию, по палеофитогеографическому районированию и по палеомагнитным широтам (см. карту-врезку). Граница Бореальной и Тропической областей по фауне близка к границе Тунгусской и Европейской областей по флоре и к палеомагнитным широтам $30-40^\circ$. Нет существенных противоречий и для границ, проходящих еще далее к юго-западу. Здесь близкое положение фиксируется для границ различных рангов, выделяемых по комплексам фауны и флоры. Эти совпадения дают уверенность в принципиальной правильности карты-врезки.

Верхоянское море, как считают В. Н. Андрианов и В. А. Андрианова, в основном было мелким, но, вероятно, его центральная часть, где накапливались преимущественно глинистые осадки, была сравнительно более глубокой. Основным источником терригенного материала являлись Становое нагорье и Байкальская возвышенность. Это установлено по минералогическим данным А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым, В. И. Муравьевым [57]. Однако, по-видимому, существовал и местный источник на востоке (Адычанские острова), на что указывает увеличение песчаности и необычная корунд-цирконовая ассоциация минералов, а также геофизические данные, говорящие о неглубоком залегании кристаллического фундамента. В морских осадках нередко встречаются остатки наземных растений, свидетельствующие в пользу существования лесов по берегам и на островах. С другой стороны, в Западном и Южном Верхоянье Е. С. Бобиным, А. С. Хоментовским, В. Н. Андриановым и В. А. Андриановой были обнаружены ледово-морские (тиллитоподобные) и моренные осадки, позволяющие предполагать наличие периодов похолодания.

С юга Верхоянское море ограничивалось Приохотской возвышенностью, на которой имелись вулканы и которая пересекалась большим грабенообразным понижением.

Палеогеографическая обстановка и условия осадконакоплений к востоку от Верхоянского моря были довольно сложными и разнообразными. Они еще не восстановлены с достаточной степенью достоверности как из-за отрывочности данных, так и из-за неуверенной стратиграфической корреляции. В ранней перми, как указывает В. М. Заводовский, вокруг островов Черского и Омолонского накапливались сравнительно маломощные терригенно-карбонатные осадки; южнее их, на восточном продолжении Верхоянского моря — глинистые, гораздо более мощные отложения. Иной вулканогенно-кремнистый тип осадков был развит в Корякском море. Рельеф островов был достаточно расчлененным. С них сносился грубый терригенный материал. На суше и в море, особенно на севере, располагались вулканы.

Основанием для предположения о существовании цепочки крупных островов к востоку от Восточно-Азиатского моря служит резкое различие комплексов фауны, развитых к северо-западу и к юго-востоку от этой цепочки. Однако нельзя исключать возможности, что эти комплексы, отвечающие Бореальной и Тропической областям, были сближены в мезозое благодаря крупным горизонтальным перемещениям.

Сихотэ-Алиньское море в ранней перми, по данным В. К. Елисевой, пересекалось цепочками островов, вероятно, гористых, между которыми располагались глубокие морские тропи. В Центрально-Сихотэ-Алиньском тропе накапливались помимо эффузивов радиоляриевые илы, несущие черты глубоководного происхождения. Ближе к берегам увеличивается примесь песчаного материала и появляются раститель-

ные остатки. Характерна быстрая изменчивость состава осадков. Климат, судя по характеру фауны, флоры и наличию рифовых массивов, был тропическим. Этот район удален всего на 1500 км от Южного Верхоянья, где рядом исследователей выделяются ледово-морские отложения. Это обстоятельство, а также палеомагнитные данные, рассмотренные в главе «Поздняя пермь», являются подтверждением горизонтальных перемещений участков земной поверхности, происходивших в мезозое.

Даурский пролив, несмотря на спорность стратиграфической корреляции верхнего палеозоя Забайкалья, выделяется достаточно уверенно. Морская фауна известна не только к юго-востоку от Читы, но также и в верхнем течении р. Зей. К тому же комплексы фауны близки к тем, которые известны из Верхоянья.

Берега Даурского пролива были гористыми и в нем накапливался грубый обломочный материал. На северо-востоке, судя по наличию эффузивов кислого и среднего состава, существовали вулканы. Западнее в отдельных межгорных впадинах накапливались терригенные осадки и происходили излияния преимущественно кислых лав.

Артинский и кунгурский века

Вторая половина раннепермской эпохи характеризуется общей регрессией морей, особенно четко видной в пределах герцинских геосинклиналей (прилож. 17).

В артинском и кунгурском веках вся Воронежско-Карельская низменность продолжала оставаться такой же пустынной и засушливой, как и в ассельско-сакмарское время. По-видимому, наиболее приподнятой по-прежнему была ее юго-западная часть. Осадков того времени не сохранилось ни в Литве, ни на месте Днепровско-Донецкого залива. Возможно, они были уничтожены во время общего размыва в начале позднепермской эпохи, т. е. когда были смыты кунгурские отложения с обширной территории, находящейся к северу от Казани.

Западное побережье низменности было сложено карбонатными и карбонатно-сульфатными породами. Терригенный материал с него поступал в ограниченном количестве. На севере, в бассейне р. Мезени, по данным А. И. Зоричевой, имеются прослойки красно-бурого мергеля и алевролита, а на юге, в районе Бугуруслана, в основании артинского яруса известны прослойки терригенных отложений.

Русское море представляло собой мелкий плоский водоем, временами распадавшийся на бесчисленные соленые озера. В нем устанавливаются две общие тенденции — увеличение солености к западу и с течением времени. Последнее не было непрерывным процессом. Как указывают Т. В. Макарова, Н. А. Горошкова и Н. А. Горнштейн, соленость, приближающаяся к морской, восстанавливалась во второй половине артинского века (на Татарском своде), в начале кунгурского века (филипповский горизонт) и трижды во второй половине кунгурского века, когда морская фауна проникала до центральных частей Башкирии и Куйбышевской области. Максимум засолонения приходится на вторую половину кунгурского века.

Нормальный морской режим сохранялся лишь в артинском веке и только в Приуралье. Ширина морского пролива была значительно меньше, чем пролива сакмарского века, и не превышала 60—80 км. Уже западнее, в 10—20 км от цепочки рифовых островов, крупные фузулиниды не могли существовать и вместо них обитали параштафеллы, а еще западнее (западнее современных границ Башкирии) — гломоспиры.

Рифы, зародившиеся в ассельский век, к концу артинского века на юге достигли максимальной высоты, превышавшей 1000 м, а располагавшийся к востоку от них желоб — наибольшей глубины. В районе г. Стерлитамака глубина его превышала 1000 м. Такая обстановка существовала к югу от г. Красноуфимска. Севернее его благодаря миграции Предуральяского прогиба к западу, сакмарские рифы попали в неблагоприятную для развития обстановку и прекратили рост. Но вдоль западного борта переместившегося пролива возникла новая цепочка рифов. Высота этих рифов лишь изредка достигала 250 м, а обычно была равна 50—100 м. На севере (гряда Чернышева), по данным А. А. Султанаева, она уменьшилась до 20—30 м. Соответственно и глубина моря восточнее рифов была значительно меньше, чем на юге. Известно, что на севере, как указывает А. А. Султанаев, артинские рифы, построенные мшанками, располагались и среди терригенных осадков, но ложем им служили известняки. Высота этих рифов достигала 10—40 м. Еще севернее в связи с изменением палеогеографической и, возможно, палеотектонической обстановок рифовые массивы не росли.

Вдоль восточного берега Предуральяского прогиба, представлявшего собой узкую прибрежную равнину, накапливались в большем количестве, чем в ассельско-сакмарское время, грубые песчано-галечные отложения. Максимумы накопления галечного материала имеют локальный характер и отвечают устьям быстрых горных рек. А. В. Хабаков подметил интересную особенность в ориентировке плоских галек: в западных частях полей развития конгломератов гальки наклонены к западу — в сторону моря, что характерно для полосы пляжа, а на востоке — к востоку, против течения рек и потоков, спускавшихся с гор.

В артинский век заметно усилился рост Уральского кряжа. По расчетам А. В. Хабакова, высота гор была не менее 1000—3000 м. Возможно, вершины их были покрыты снеговыми шапками, на что указывает многоводность рек, выносивших галечный материал. Горы были покрыты лесами даже в засушливый кунгурский век.

В кунгурский век к югу от гряды Чернышева горы, по-видимому, стали ниже, на что указывает резкое сокращение количества и величины обломков терригенного материала. Но севернее, наоборот, горы выросли. Они заметно продвинулись к западу и, по А. В. Македонову, возникли даже на месте ассельско-сакмарского флишевого трога (лемвинская зона).

В Северном Приуралье по сравнению с ассельско-сакмарским временем произошло обмеление моря, увеличились число и размеры островов. Особенно значительные изменения произошли на границе артинского и кунгурского веков. Если в артинский век оно широко соединялось с Арктическим бассейном, то в кунгурское время пролив сохранился лишь между Тиманом и Печорской грядой. Здесь в районе г. Нарьян-Мара известны морские отложения кунгурского яруса [16]. Восточнее образовалась, как считает А. В. Македонов, огромная лагуна-залив, опреснявшаяся с течением времени. Дно лагуны быстро прогибалось и в ней накопилась мощная терригенная угленосная ритмично построенная толща. Периодически лагуна-залив осушалась, а временами в нее проникали кратковременные морские ингрессии. Терригенные осадки уже в значительном удалении от Урала (что отличает этот район от южных) замещались карбонатными и карбонатно-терригенными.

На юге в артинский век Русское море, по-видимому, еще соединялось с морем Тетис. Обоснованием этому служит наличие морского комплекса фауны, включающего и головоногих, в морском проливе, проходившем вдоль всего Приуралья и далее почти до Астрахани. Те-

чение в нем, судя по ориентировке флишевых гиероглифов, имело направление с севера на юг.

Западнее, в Прикаспийском море, по-видимому, уже началось соле-накопление, так как соли широко распространены по его краям.

В кунгурский век соединение Русского моря на юге с морем Тетис полностью прекратилось. Море-залив быстро засолилось, и в Прикаспийском солеродном бассейне садка солей достигала максимума. За короткое время ими была заполнена огромная по объему котловина. Отложение солей, по крайней мере в начале, происходило на значительной глубине.

Интересно отметить, что в кунгурский век в водоемах с повышенной соленостью, правда, недалеко от Урала, с которого стекали реки, жили известковые водоросли. Местами, как, например, в районе г. Актюбинска, они даже создавали рифовые массивы, впервые обнаруженные В. П. Пневым.

Сравнение схем зоогеографического районирования ассельско-сакмарского и артинско-кунгурского времени показывает, что границабореальной и тропической областей быстро переместилась из Баренцева моря почти до Кавказского пролива, т. е. на 20° по отношению к положению палеомагнитных широт. Фитогеографическое районирование и палеомагнетизм не дают указаний на столь значительное перемещение. Это не согласуется с широким распространением соленосных и гипсоносных отложений, а также рифовых массивов в Пермской области. Возможно, такое различие связано с неточным установлением ранга границ по фауне. На юге было бы естественнее видеть границу не между областями, а между подобластями или провинциями.

Южнее Украинской равнины высота гор, по-видимому, несколько снизилась, на что указывает уменьшение размера обломочного материала. В Молдавском прогибе образовалась лагуна, в которой происходила садка гипса. Несмотря на снижение гор здесь активизировалась вулканическая деятельность. На Кавказе проявление вулканизма, наоборот, совпало с ростом хребтов. У подножия последних накопилась мощнейшая толща конгломератов (до 2000 м). Галечный материал начал поступать и в Кавказский пролив.

Рисовка карты в пределах Копетдагского моря является предположительной и дана по тем же скудным данным, что и для ассельско-сакмарского времени. Учитывая, что в артинский век рост Урала и Северного Кавказа усилился, а размеры Русского моря уменьшились, соответственно были немного увеличены площади, занимаемые горами, а северный берег Копетдагского моря сдвинут к югу. Это море, по-видимому, было сходно с современным Восточно-Сибирским морем или с морем Лаптевых. Оно располагалось на континентальном шельфе и имело непосредственную связь с океанской впадиной Тетис.

Палеогеографическая обстановка в пределах Среднеазиатского моря, Ферганского залива и Кызылкумской возвышенности мало изменилась. Лишь на юго-востоке намечается некоторое сокращение размеров моря, возможно, кажущееся из-за позднейшего размыва осадков. В Ферганском заливе обмеление проявилось более четко. Заметно усилилась вулканическая деятельность, происходившая в тех же районах, что и в ассельско-сакмарский век.

В Западно-Сибирской низменности палеогеографическая обстановка, по-видимому, сохранилась прежней. Учитывая общую тенденцию увеличения высоты гор в герцинских складчатых системах, можно предположить и увеличение размеров Обь-Зайсанской возвышенности.

Севернее, в пределах Хатангской низменности, произошли довольно существенные изменения. В конце артинского века началась регрессия

моря, а в кунгурском — образовался единый огромный материк, разделивший Баренцево и Верхоянское моря. Одновременно материал стал более грубым и во много раз возросли мощности осадков. Равнины и возвышенности были покрыты растительностью, а в низинах развивались торфяники. Минеральный состав песков указывает на существование областей размыва на Североземельской и Лаптевской сушах, в пределах Западно-Сибирской низменности и, вероятно, на Байкальской возвышенности. Терригенный материал мог поступать и с Урала. Снос с Анабарской и Оленекской возвышенностей был незначительным. Здесь обнажались лишь осадочные породы. Изучение поглощенных комплексов солей в глинах, проведенное И. С. Грамбергом, указывает на общее повышение солености водных бассейнов, располагавшихся на суше. В Нордвикском районе соленость вод превышала соленость воды существовавших здесь ранее морей.

Юго-западнее, в пределах Среднесибирской низменности, как указывают Н. Ф. Смирнов и И. И. Голубева, площадь осадконакопления увеличилась по сравнению с первой половиной раннепермского времени. Разрез здесь, по данным Н. Н. Форша и Н. П. Ильюхиной, имеет ясное циклическое строение и выдерживается на больших пространствах. Поэтому можно предполагать, что временами возникали огромные пресные водоемы, а возможно, и одно море-озеро. По берегам и на островах росли леса.

Восточное обрамление низменности, по-видимому, несколько поднялось и стало поставщиком грубого терригенного материала. Близ западного борта низменности рельеф, так же как и в начале раннепермского времени, был более дифференцированным, чем на востоке и на юге.

В северной части Алтайской возвышенности продолжали существовать Кузбасское и Минусинское моря-озера. В них осадки не были грубозернистыми. По-видимому, терригенный материал в основном приносился реками, а окружающие горы не были покрыты ледяными шапками.

Во второй половине раннепермской эпохи, точнее с конца артинского века, как указывают В. Н. Андрианов и В. А. Андрианова, произошла небольшая регрессия Верхоянского моря, но, по-видимому, в центральной части оно оставалось сравнительно глубоководным. В нем жили амmonoидеи, мшанки, брахиоподы. К западу от него располагалась обширная равнина, через которую протекали реки, приносившие терригенный материал со Станового нагорья. Временами она заливалась морем.

В самом конце раннепермской эпохи Верхоянское море регрессировало и осадконакопление проходило в прибрежных заливах, озерах и болотах. Литологический состав осадков этого времени очень изменчив. Лишь на юге сохранились прибрежно-морские условия осадконакопления.

Регрессия, по данным В. М. Заводовского, отмечается в начале кунгурского века в районе островов Черского и Омолонского, но во второй половине его вновь сменяется трансгрессией, которая развивалась в поздней перми. Общий же характер палеогеографической обстановки остается прежним.

В Сихотэ-Алиньском море несколько увеличились размеры островов. В Южном Приморье, как указывает В. К. Елисеева, из-под уровня моря периодически поднимался большой равнинный участок и на нем в болотах образовывались торфяники. Он значительно сократил размеры Сихотэ-Алиньского пролива. В Среднеамурском трое появились подводные вулканы, изливавшие основную лаву. В Даурском проливе

палеогеографическая обстановка, существовавшая в ассельско-сакмарское время, по-видимому, не претерпела существенных изменений, но уверенно утверждать это нельзя из-за отрывочности данных и спорности стратиграфической корреляции.

ПОЗДНЯЯ ПЕРМЬ

Уфимский и казанский века

Начало позднепермской эпохи (прилож. 18) по сравнению с концом ранней перми характеризуется некоторым перераспределением площадей, занятых сушей и морем и общей тенденцией к росту горных массивов. В казанский век почти вся восточная часть Русской плиты покрылась морем. Одновременно Уральская горная страна испытала поднятие по сравнению с концом ранней перми. Значительное поднятие произошло также в Средней Азии и Казахстане.

Климатическая зональность выражена не менее ярко, чем в предшествующую эпоху. Однако все климатические зоны, как и палеомагнитные широты по сравнению с концом ранней перми значительно сместились к юго-западу. В Верхоянье большое развитие получили ледово-морские отложения, указывающие на влияние холодного климата. Зона умеренного влажного климата охватывала огромные территории углеобразования Сибирской платформы и Кузбасса и продвинулась в Печорском бассейне к юго-западу. Соответственно сместилась расположенная юго-западнее зона аридного климата. Северная граница гипсо-родных и солеродных бассейнов казанского века на Русской плите сместилась примерно на 7° к юго-западу по сравнению с ее положением в кунгурском веке. Та же тенденция проявилась и в Казахстане. Отступая на северо-востоке, аридная зона распространилась далеко на юго-запад. В Прибалтике, где в ранней перми накапливались еще безсолевые отложения красного лежня, в поздней перми уже формируются мощные галогенные отложения [159].

Миграция всех климатических зон в направлении с северо-востока на юго-запад повлекла за собой смещение границ биогеографических областей. Если в ранней перми тропическая «средиземноморская» область охватывала весь юго-запад СССР, то в поздней перми территория Русской плиты захватывается бореальной областью, а Тропическая область локализуется в Крымско-Кавказско-Памирской зоне.

В полном соответствии с этим мигрируют и фитогеографические области. В ранней перми на юго-западе СССР располагалась теплая Европейская область, на Урале и в Казахстане — Камско-Уральская, а в Сибири — Тунгусская область, отвечающая влажному умеренному климату. В поздней перми Тунгусская область распространяется к юго-западу, захватывая северо-восток Русской плиты, а Камско-Уральская охватывает центральные ее части.

В начале позднепермской эпохи почти вся территория европейской части СССР представляла собой обширную холмистую равнину, восточная часть которой была сложена гипсо-доломитовой толщей нижней перми. Лишь на крайнем востоке в полосе, тяготеющей к Приуралью, располагался бассейн весьма изменчивого гидрохимического режима. В дальнейшем позднепермские бассейны последовательно все дальше распространялись к западу, захватывая значительную часть Русской плиты [158]. К востоку от этих бассейнов располагалась Уральская горная страна. Стекавшие с Урала реки выносили громадное количество терригенного материала и оказывали опресняющее влияние на восточные зоны позднепермских бассейнов. С западного же берега, сложенного

гипсо-доломитовыми толщами и лежавшего в области сухого климата, не поступало ни пресных вод, ни терригенного материала. В силу этих причин основной закономерностью распределения осадков в позднепермских бассейнах востока Русской плиты является последовательное изменение терригенных отложений от грубых к тонким и замещение их карбонатными и галогенными осадками в направлении с востока на запад. Только на севере со стороны Балтийского щита терригенный материал поступал также и с западного берега.

В начале позднепермской эпохи, в соликамское время, на крайнем востоке Восточно-Европейской платформы и в Приуральском прогибе располагался узкий вытянутый вдоль Урала бассейн, западный берег которого не доходил еще до Вятки. Он характеризовался то пониженной, то повышенной соленостью. Лишь в отдельные короткие промежутки времени сюда с севера проникало море и в бассейне расселялась фауна пелеципод и эвригалинных брахиопод. В большей западной части соликамского бассейна отлагались преимущественно карбонатные осадки — известняковые и доломитовые. На востоке, в Пермском Приуралье, они сменялись песчано-глинистыми отложениями. В конце соликамского времени на юге Пермской области и на севере Башкирии зона терригенных осадков, в значительной мере красноцветных, далеко продвинулась к западу, временами превращаясь в аллювиальную равнину. Одновременно несколько сместился к западу и западный берег бассейна. Началась постепенная миграция Предуральского бассейна на территорию Русской плиты.

В шешминское время западная граница осадконакопления еще дальше продвинулась к Волге. Шешминские бассейны характеризовались то повышенной, то пониженной соленостью. В составе осадков резко преобладали красноцветные илы. В фазы повышенной солености вместе с ними осаждался гипс в виде конкреций, а в более западных районах иногда в виде самостоятельных пластов. В фазы опреснения бассейна в нем появлялась пресноводная фауна пелеципод и остракод. Периодически многократно значительная восточная часть Шешминского бассейна превращалась в аллювиальную равнину, по которой с Урала текли многочисленные реки, врезаая свое русло в обнажившееся дно и отлагая косослоистый песчаный материал.

В Пермском Прикамье, где в то время господствовал благоприятный для осаднения медных руд умеренно аридный климат и где протекали реки, берущие свое начало, по-видимому, в Тагильском меденосном районе восточного Урала отлагались медистые песчаники. В самом конце шешминского времени Уфимский бассейн значительно сузился. Западная часть его, охватывавшая Татарский свод, осушилась, и красноцветные шешминские осадки подверглись некоторому размыву.

В казанский век в связи со значительным опусканием Русской плиты почти вся ее восточная часть оказалась залитой морем. Море пришло с севера, по-видимому, через пролив между Каниным носом и Кольским полуостровом. С юга оно было замкнуто возвышенностью хребта Карпинского. Соленость Казанского моря в моменты существования хорошей связи с открытым морем была, по-видимому, близка к нормальной. Однако поскольку море ингрессировало из бореального бассейна, состав фауны был сильно обеднен по сравнению с тропической фауной ранней перми. Полностью отсутствовали колониальные кораллы, фузулиниды и другие теплолюбивые элементы фауны, хотя южная часть Казанского моря лежала, по-видимому, вблизи тропической зоны. Фауна Казанского моря представлена брахиоподами, мшанками, криноидеями, фораминиферами, характерными для позднепермского бореального бассейна. В ней присутствуют головоногие (*Nautilus*) и оди-

ночные кораллы. Характерно обилие морских пелеципод и гастропод.

Климатические зоны и палеомагнитные широты к началу казанского века значительно сместились к юго-западу по сравнению с их положением в уфимском веке. В Печорском бассейне угленосная формация значительно продвинулась к югу. Угленосные осадки появились в Южном Притиманье, а также в Прикамье (у Голышурмы и Альшеева). В начале казанского века в северной части Казанского бассейна, где отложения ранней перми представлены гипсо-доломитовой толщей, накапливались известковые осадки. Только у юго-западного побережья образовывались доломитовые осадки, в значительной степени представленные мелководными оолитовыми породами, при участии карбонатных конгломератов. Терригенный материал на этом побережье отсутствовал. Расположенная здесь суша, сложенная гипсо-доломитовыми толщами и имевшая резко аридный климат, совершенно не питала Казанский бассейн ни пресными водами, ни терригенным материалом. Здесь у побережья создавались условия несколько повышенной солености, способствовавшие образованию доломитовых осадков.

Совершенно другие условия существовали на восточном побережье. Стекавшие с Урала реки приносили сюда массу терригенного материала и оказывали опресняющее влияние. Карбонатные осадки средней части бассейна в направлении на восток сменялись мергелистыми и глинистыми, а затем прибрежно-морскими песчаниками. Эти последние образовывали бары и косы, восточнее которых располагалась обширная зона лагун. В ближайших к морю лагунах иногда создавались условия повышенной солености и отлагались гипсо-доломитовые осадки. Однако обычно воды этой лагуны имели пониженную соленость вплоть до пресных. Ближе к морю здесь отлагались карбонатные осадки с солоноватоводной фауной (листоватые известняки), а на обширных более восточных пространствах — красноцветные пресноводные илы. Периодически эта обширная зона лагун и озер обнажалась, превращаясь в аллювиальную равнину. Стекавшие с Урала реки отлагали в своих руслах песчаный косослоистый материал. Глубина вреза русел и соответственно мощность аллювиальных отложений последовательно возрастает с приближением к Уралу. Параллельно с этим появляются мощные аллювиальные конгломераты из твердой гальки, значение которых последовательно возрастает к востоку.

С аллювиальными, а частично с лагунными и прибрежно-морскими осадками казанского века связаны месторождения меденосных песчаников. Зона их максимальной концентрации тяготеет к Юго-Западной Башкирии и расположена прямо на запад от Верхнеуральского меденосного района восточного Урала, где находился, по-видимому, водосборный бассейн рек, отлагавших эти медистые песчаники. Зона эта расположена на 4—5° южнее области максимального развития уфимских медистых песчаников Пермского Прикамья. По-видимому, в связи с общей миграцией климатических зон к юго-западу, происшедшей на рубеже уфимского и казанского веков, зона благоприятного для осадения медных руд умеренно аридного климата также мигрировала из пермского Прикамья в районы Юго-Западной Башкирии.

В первую половину казанского века с каждым последующим циклом осадконакопления все фациальные зоны последовательно смещались с востока на запад. Все больше расширялась лагунно-аллювиальная восточная равнина, а море все дальше отходило к западу, захватывая там обширные пространства платформенной суши.

С середины казанского века палеогеографические условия сильно изменились. Благодаря значительному поднятию Русской плиты связь Казанского бассейна с открытым морем затруднялась, а периодически

почти прекращалась. В связи с этим климатическая зональность еще в большей степени, чем в начале казанского века, оказывает влияние на процессы осадконакопления. К северу от р. Сухоны, где господствовал более влажный климат, отлагались известковые илы. Южнее, в области аридного климата, периодически происходило засоление бассейна. В периоды существования более широкой связи с открытым морем в бассейне накапливались доломитовые осадки с морской, но обедненной, преимущественно пеллециподовой фауной. Наиболее стеногалинные представители фауны, характерные для нижнеказанских отложений, здесь отсутствуют. Брахиоподы представлены только несколькими наиболее эвригалинными видами, но и они в южную часть бассейна не проникают. Там присутствует лишь обедненный комплекс моллюсков. В следующую стадию развития бассейна, характеризующуюся более значительным отчленением его от открытого моря, и эта бедная морская фауна исчезает. На обширных пространствах Казанского бассейна в это время отлагались немые доломитовые осадки с конкрециями гипса, свидетельствующие о сильно повышенной солености бассейна.

В следующую стадию, отвечающую еще большему обособлению от открытого моря, во всей южной части бассейна отлагались гипсы. Это уже не мелкие гипсородные лагуны, вытянутые вдоль побережья раннеказанского моря, а огромный соленый гипсородный бассейн. В одном из ранних периодов засоления в южной части казанского бассейна возник обширный ультрасоленый бассейн, в котором отлагалась мощная толща каменной соли. Отложение соли периодически происходило там и позднее.

К востоку от Казанского бассейна и в позднеказанское время сохранялась озерно-аллювиальная равнина. Она то превращалась в пресноводный бассейн, в котором отлагались красноцветные илы, то осушалась, и тогда на нее устремлялись стекавшие с Урала реки.

В Печорском бассейне в уфимский век происходило накопление угленосных терригенных отложений зоны опресненных лагун и заболоченных побережий. Гумидная зона значительно расширилась на запад и юго-запад по сравнению с ее положением в конце ранней перми. В казанский век гумидная зона еще больше смещается к юго-западу. Бассейны совершенно опресняются. Интенсивное торфообразование распространяется к юго-западу на значительно большую территорию [71]. Вдоль Урала образуется широкая полоса накопления мощных конгломератов.

В Прибалтике на территории Литвы и Калининградской области располагалось восточное окончание цехштейнового бассейна Западной Европы. Здесь условия морских бассейнов, по-видимому, несколько повышенной солености чередовались с условиями гипсородных и солеродных бассейнов. Сначала отлагались битуминозные сланцы. Затем доломиты и известняки с относительно богатой фауной мшанок, брахиопод и пеллеципод (новоакмянская свита), затем гидрохимическая толща гипса и соли (прегольская свита), и наконец доломиты и известняки с бедной фауной эвригалинных пеллеципод (жальгирийская свита) [142].

В пределах современной Альпийской геосинклинальной области, протягивающейся от Карпат до Копетдага, начало поздней перми характеризуется увеличением площади морского бассейна. Кавказский пролив становится шире. Его воды проникают в бассейн современных рек Малой Лабы и Белой. Здесь накапливаются мелководные песчано-глинистые и органогенно-известняковые толщи. Через бывшую лагуну Молдавского прогиба море трансгрессирует на северо-запад и узким заливом заходит в Центральное Закарпатье, где формируются мало-

мощные мелководные известняково-доломитовые осадки. Суша по сравнению с раннепермской эпохой еще больше выравнивается. Карпаты, по-видимому, становятся низкогорными с обширными долинами. Также исчезает контрастность форм рельефа на Кавказе. Интенсивность поднятия зоны главного хребта уменьшается, так же как и степень прогибания впадины северного склона. На месте большей части Черного моря и Крыма, по-видимому, располагалось море. Закавказская суша, как и в ранней перми, возможно, являлась огромным островом. К югу от него, в Армении, продолжает существовать море нормальной солености. Отложения его, представленные преимущественно кремнисто-битуминозными известняками, содержат обильную теплолюбивую фауну кораллов, фузулинид и брахиопод, указывающих на тропический климат [7].

В районе Мангышлака существовал бассейн пониженной солености, в котором накапливались толщи алевритовых и глинистых осадков. На Центральном и Южном Памире продолжало существовать теплое море нормальной солености. В нем отлагались известняки с обильной фауной кораллов и фузулинид. Широко было распространено рифообразование. Все это указывает на тропическую зону. Смены известковых осадков терригенными в направлении к массиву древних пород на Юго-Западном Памире не наблюдается. Вполне возможно, что изображенное там поднятие было покрыто морем.

Для территории Средней Азии, расположенной севернее Памира, была составлена единая литолого-палеогеографическая карта для всей поздней перми. В поздней перми на всей этой территории устанавливается континентальный режим. Наиболее крупные горные сооружения находились между Султануиздагом и Алайским хребтом. Ферганский залив, потеряв связь с морем, превратился в крупное озеро, вокруг которого располагались горы.

Для территории Казахстана также составлена единая литолого-палеогеографическая карта для всей поздней перми. В позднепермскую эпоху здесь происходит дальнейшее общее поднятие и осушение территории. Тенизско-Джезказганско-Чуйский бассейн окончательно разделился на северную и южную части. Северный Тенизский бассейн характеризовался пониженной соленостью и накоплением песчано-глинистых отложений при некотором участии известняковых осадков, а южный, Чуйский, повышенной соленостью и накоплением гипсоносных отложений. В Кендерлыкской впадине происходило накопление угленосных осадков. Все эти осадки-индикаторы климата указывают, что на юго-западе Казахстана находилась аридная зона, а на севере и северо-востоке располагалась, по-видимому, южная периферия северной гумидной зоны [61].

Территория Западной Сибири в первую половину позднепермской эпохи, как и Уральские горы, значительно снизившиеся в конце ранней перми, испытывает общее поднятие. Большая часть рассматриваемой территории представляла собой в это время область денудации.

Поскольку на Восточно-Европейскую платформу поступал обильный терригенный материал с восточного склона Урала, хребет Уралтау, по-видимому, в то время не являлся препятствием для речного стока на запад. Осадконакопление на территории Западной Сибири продолжалось главным образом в местных впадинах и прогибах, а также в Приенисейских впадинах.

В Кузнецком бассейне в начале позднепермской эпохи (кузнецкое время) существовал солоноватый водоем, в котором накапливались безугольные терригенные отложения с фосфатными и известковыми конкрециями. Затем (в ильинское время) здесь устанавливается режим

пресноводного бассейна, периодически чередующийся с обстановкой заболоченных равнин и широким развитием торфонакопления. На северо-востоке располагалась обширная песчаная дельта, лишенная торфонакопления (красноярские песчаники) [48].

Характер осадков Кузнецкого бассейна указывает на относительно теплый и влажный климат. Здесь располагалась южная подзона северной гумидной зоны, которая в начале позднепермской эпохи (кузнецкое время) испытывала некоторое влияние расположенной юго-западнее аридной зоны. Палеомагнитные данные указывают для Кузбасса в ильинское время северную широту 43° .

В пределах Среднесибирской низменности в поздней перми продолжали существовать условия обширной континентальной низменной равнины. Периодически здесь возникали, возможно, крупные пресноводно-озерные бассейны, неоднократно уступавшие место заболоченной низине с обильным торфообразованием. Временами значительная часть, а может быть и вся территория низменности осушалась и на нее с возвышенного обрамления стекали реки, оставившие после себя русловые врезы, заполненные косослойным песчаным материалом. В западных и центральных частях низменности, испытывавших наибольшее погружение, создавалась наиболее благоприятная обстановка для образования бассейновых отложений и торфяников и накопления более мощной угленосной толщи. На юге низменности континентальное осадконакопление происходило в условиях аллювиально-озерной и частично озерно-болотной равнины. На востоке в связи с поднятием восточного борта низменности получили преобладающее развитие русловые и пойменные отложения.

На востоке Таймыра в начале позднепермского времени лагунно-континентальный режим осадконакопления сменяется морским. Море углубилось в северном Верхоянье и на северо-востоке Сибирской платформы. Возвратилось море на восточный Таймыр и в Нордвикский район. Песчаные осадки конца кунгурского времени, характерные для большей части Арктики, с началом уфимского времени сменяются глинисто-алевритистыми. Даже на западе Таймыра, где сохраняются лагунно-континентальный режим осадконакопления, количество песчаных осадков уменьшается, а галечный материал почти полностью исчезает. Наиболее тонкие глинистые осадки характерны для начала казанского века, когда трансгрессия достигла своего максимума.

Значительное погружение земной коры произошло в начале позднепермской эпохи также в Верхоянской геосинклинали и смежных с ней районах Сибирской платформы. Это погружение сопровождалось широким распространением морской трансгрессии на запад. Происходит смена континентальных, лагунно-континентальных и прибрежно-морских фаций конца ранней перми, фациями открытого бассейна. В верхоянском бассейне роль песчаных осадков резко уменьшается. Формируются глинисто-алевритовые отложения с фауной брахиопод, цефалопод и мшанок, типичных для Бореальной области и указывающих на нормальную соленость бассейна.

Характерной особенностью морских отложений Верхоянья и Таймыра является полное отсутствие карбонатных пород. При нормальной солености морских вод эту особенность скорее всего можно объяснить низкой температурой воды. Этот вывод вполне согласуется с положением палеомагнитных широт. Произведенная А. Н. Храмовым экстраполяция палеомагнитных данных Восточно-Европейской платформы и Кузбасса дает для территории Верхоянско-Таймырского морского бассейна широты от $50-65^{\circ}$, в зоне которых отсутствие карбонатных осадков является вполне нормальным. В тонких глинистых осадках поздне-

пермского моря наблюдается примесь грубообломочного материала, который поставлялся в бассейн, по-видимому, плавающими льдами [5]. Эти ледово-морские осадки развиты на огромной площади Верхоянья, причем как размер валунов и галек, так и мощность этих своеобразных отложений закономерно возрастают в направлении на юго-восток, т. е. в сторону более высоких палеоширот. Если для Южного Верхоянья палеомагнитные данные дают широту около $65-70^\circ$, то область сноса этого грубообломочного материала, расположенная где-то дальше к юго-востоку, находилась, вероятно, в зоне палеошироты около $70-75^\circ$, для которой вполне вероятным представляется возможность оледенения.

Верхоянское геосинклиналиное море продолжалось к востоку от Верхоянья в район верхнего течения р. Колымы. Омолонский массив, который в начале ранней перми представлял собой обширную сушу, позднее заливается морем. Остаются лишь отдельные острова. Море это имело нормальную соленость, о чем свидетельствует богатая фауна Бореальной провинции, представленная брахиоподами, мшанками, кораллами, гониатитами и криноидеями. В составе осадков участвуют известняковые отложения. К северо-востоку они сменяются песчано-глинистыми осадками, а затем конгломератами, формировавшимися, вероятно, за счет поступления материала с обширной Чукотской суши. В Корякском районе было море. Отлагались кремнистые и известняковые осадки с фауной фораминифер.

Сихотэ-Алиньское море в начале поздней перми несколько расширилось по сравнению с концом раннепермского времени. Исчезли многие острова. Большой равнинный заболоченный участок в Южном Приморье покрылся морем. В южной части моря наряду с мощными терригенными осадками отлагались и известняковые осадки, а также формировались рифы. Фауна и рифы указывают на тропический климат. С этим вполне согласуются данные палеомагнитных наблюдений, показывающие для Южного Приморья 30° с. ш.

Даурский пролив в поздней перми почти не меняет своих очертаний по сравнению с ранней пермью. Только в районах Забайкалья он заметно сужается. В море отлагались терригенные осадки со значительным участием конгломератов.

Татарский век.

В татарский век (прилож. 19) почти повсеместно проявляется общая тенденция к сокращению роли морских бассейнов и росту горных массивов. На огромной площади Русской плиты, а также в Прибалтике, Закарпатье и Молдавии море казанского века сменяется бассейнами ненормальной солености. Сокращается море также на Кавказе, на Таймыре и в Верхоянье. Растут горные массивы на Урале, в Казахстане и Западной Сибири.

Положение климатических зон в начале татарского века мало изменилось по сравнению с концом казанского века. Однако к концу татарского века они значительно сместились к юго-западу. Северная гумидная зона с ее индикатором — угленосностью в Печорском бассейне заметно расширилась на юго-запад. В центральных и восточных районах Русской плиты, где в начале татарского века располагалась аридная зона с ее характерным индикатором — гипсоносностью, устанавливается более влажный климат и гипсоносность исчезает. Однако дальше к юго-западу, в Прибалтике, Закарпатье и Молдавии формируются гипсоносные толщи, а в Прибалтике накапливается и каменная соль, что ясно свидетельствует о зоне аридного климата, которая все дальше сме-

щается на юго-запад. Гипсоносные отложения образуются также в Дарвазе, лежащем на продолжении той же аридной зоны. С этой миграцией климатических зон, являющейся, по-видимому, следствием смещения географических широт, хорошо согласуются и палеомагнитные данные. На Русской плите палеомагнитные широты смещаются к юго-западу примерно на $5-6^\circ$. В районе Верхоянья, для которого экстраполяция данных Русской плиты и Кузбасса для казанского века давали примерно $60-65^\circ$ северной широты, палеомагнитное изучение самых верхов татарского яруса указывает на 72° северной широты. На обширных пространствах Сибирской платформы, в Кузнецком и Печорском бассейнах располагалась северная гумидная зона — зона кордаиновой тайги.

В самом начале татарского века произошло значительное поднятие Русской плиты. Обширные пространства обнажились и стали подвергаться размыву. Татарский бассейн располагался в то время, по-видимому, лишь на самом востоке Русской плиты. В дальнейшем он последовательно захватывает все более западные ее части. В первую половину татарского века в нем преобладают условия повышенной солености. В осевой части татарского бассейна отлагались доломиты и доломитовые мергели, нередко гипсоносные. Эти осадки многократно чередовались с красноцветными глинами, отвечающими, по-видимому, периодам опреснения. У западного побережья доломитовые осадки замещаются гипсоносными алевритами и песчаниками. В восточной части бассейна с приближением к Уралу доломитовые осадки сменяются известняками, сначала слоистыми, затем комковатыми и, наконец, красноцветными глинами, обогащенными карбонатными конкрециями. Периодически восточная часть бассейна осушалась, превращаясь в низменную равнину. Стекавшие с Урала реки врезали свои русла в обнажившееся дно. В них отлагался косослоистый песчаный материал, а ближе к Уралу, в среднем Прикамье, также мощные конгломераты из твердых уральских пород [68, 161, 49].

Во второй половине татарского века с связи с увлажнением климата и названным отступанием аридной зоны к югу Татарский бассейн опреснился. В осевой его полосе вместо гипсоносных доломитов стали накапливаться известняки и мергели, многократно чередующиеся с красноцветными глинами. Восточная часть бассейна, как и в раннетатарское время, периодически осушалась, но в связи с последовательным смещением осевой зоны бассейна к западу это осушение захватывало все более и более западные районы. Стекавшие с Урала реки все дальше проникали к западу. На плоской равнине по берегам этих рек обитали наземные позвоночные, скелеты которых во множестве сохранились в аллювиальных песчаных линзах.

Процесс последовательного смещения осевой зоны Татарского бассейна к западу убедительно подтверждается анализом минерального состава татарских отложений. Они формировались за счет материала двух основных областей сноса: Урала с его полимиктовыми песками и обилием эпидота и роговой обманки и Балтийского щита и его восточного склона, перекрытого в то время терригенными осадочными породами кембрия, девона и карбона, дававшего преимущественно кварцевые пески с обилием устойчивых минералов. В начале татарского века материал Балтийского щита далеко проникал на восток, отлагаясь в Заволжье и за Вяткой. Уральский материал отлагался лишь в восточной части Восточно-Европейской платформы, тяготеющей к Приуралью. В дальнейшем в течение всего татарского века область отложения уральского материала последовательно расширялась к западу, а область отложения материала Балтийского щита отступала. К началу поздне-

татарского времени уральский материал распространился за Волгу и Вятку, а к концу татарского века достиг Вологды.

Закономерное смещение климатических зон к юго-западу определило и территориальное положение области формирования медистых песчаников, образование которых связано с зоной умеренно аридного климата. Если в уфимский век медистые песчаники накапливались в Пермском Прикамье, а в казанский в основном в Юго-Западной Башкирии, то в татарский век они образуются еще дальше к юго-западу, уже в Оренбургской области.

Процесс смещения климатических зон к юго-западу и миграции седиментационных бассейнов к западу наблюдается также и в пределах Печорского бассейна. В татарское время расширяется полоса накопления мощных конгломератов вдоль Урала и на всей территории увеличивается роль речных и озерных фаций. Угленакпление распространяется еще дальше на платформу до Печорской гряды [70, 71].

В Прибалтике на территории Калининградской области Цехштейновый бассейн значительно сокращает свои размеры, отступая к западу. В этом бассейне, характеризующимся резко повышенной соленостью, отлагаются гипсы и соль (айстмарская свита) [142].

На западе современной Альпийской геосинклинальной области во второй половине поздней перми происходит регрессия моря. Закарпатский и Молдавский морские заливы превращаются в лагуны, в которых накапливались гипсоносно-соленосные толщи, что свидетельствует о существовании там аридных условий. В самом конце перми море уходит из западной части Кавказского залива и из Добруджи [129]. Кавказский пролив вновь сокращается до тех размеров, какие он имел в начале раннепермского времени. Контур Копетдагского моря и Закавказской суши показан так же, как на карте уфимского и казанского веков. В Армении продолжает существовать море нормальной солености. В его осадках коралло-штаффеловые фации кремнисто-битуминозных известняков постепенно вытесняются битуминозными песчанистыми известняками с прослоями битуминозных сланцев. Известняки содержат богатую брахиоподо-коралловую и фузулиновую фауну, свидетельствующую о нормальной солености и теплом тропическом климате. На территории Мангышлака продолжает существовать бассейн пониженной солености, в котором накапливаются мощные песчаные, алевролитовые и глинистые красноцветные отложения.

Уральская горная страна и территория Западной Сибири в татарский век продолжает интенсивно подниматься. Эта обширная область денудации поставляла огромное количество терригенного материала на Русскую плиту, в Центральный Казахстан и, по-видимому, на восток в Приенисейские впадины, где, возможно, происходило осадконакопление. По всей вероятности, усилилось поднятие Колывань-Томской гряды.

На территории Кузнецкого бассейна в татарский век располагался большой внутриконтинентальный, по-видимому, пресноводный бассейн. В составе осадков этой области несколько увеличилась роль аллювиальных отложений, но бассейновые осадки явно преобладали. Периодически широко распространяется торфообразование. Территория Кузбасса в татарский век, очевидно, лежала в пределах северной гумидной зоны [48].

В области Среднесибирской низменности в конце позднепермской эпохи существовали застойные водоемы, периодически превращавшиеся в болота, в которых происходило торфонакопление.

Для конца поздней перми характерна вулканическая деятельность, достигшая максимума в начале триаса. На северо-западе синеклизы

колоссальные выбросы пирокластического материала перемежались с излияниями лавовых потоков. Особенно мощная толща позднепермских вулканогенных пород накопилась в Норильском районе. Большая часть территории Таймыра становится сушей. В северо-западной его части располагалась область сноса. Повсюду наблюдается погрубение обломочного материала. Особенно резко оно выражено на Западном Таймыре, где наряду с песчаными отложениями существенную роль играют и галечники. В осадках конца татарского века и на Таймыре появляется примесь туфогенного материала.

Значительное обмеление и регрессия моря отмечаются и в Верхоянье. Глинисто-алевритовые морские осадки предшествовавшего времени сменяются преимущественно песчаными. В Западном Верхоянье появляются линзы и прослои галечников. Здесь устанавливаются лагунно-морские и лагунно-континентальные условия. В районе юго-западного борта Верхоянской геосинклинали, на Дьянышка-Тумаринском междуречье, образовались крупные водные бассейны типа опресненных лагун и озер, временами превращавшиеся в торфяные болота, о чем свидетельствуют пласты углей в бассейне рек Тумара и Томпо.

Морские условия осадконакопления сохраняются лишь в центральных районах Верхоянской геосинклинали. Здесь отлагались песчано-алевритовые осадки с пеллециподами и реже брахиоподами. На восточном продолжении Верхоянского геосинклинального моря, в верховьях Колымы, отлагались мощные глинисто-алевритовые осадки. Южнее, вблизи Охотской суши накоплялись мощные галечники и пески с относительно бедной фауной пеллеципод, гастропод и криноидей. Чукотская суша начала, по-видимому, опускаться. Ее северо-западная часть временами, возможно, заливалась морем. В Корякском районе отлагались морские, преимущественно кремнистые и известняковые осадки, а также лавы базальтов.

Сихотэ-Алиньское море мало изменилось. Ощущаются регрессивные явления. Появляются новые острова. В Южном Приморье море временами отступает и происходит заболачивание и торфообразование. Даурский пролив во второй половине позднепермского времени, по-видимому, не меняет своего положения. В Забайкалье, как и в начале поздней перми, отлагаются мощные терригенные толщи, в нижней части представленные преимущественно конгломератами.

В поздней перми на всей территории от западных границ СССР до Верхоянья наблюдается ясная закономерная картина расположения климатических зон, сменяющих друг друга в той же последовательности, которая наблюдается на Земном шаре и в настоящее время. Однако местоположение и простираание климатических зон резко отлично от современного. Все палеогеографические данные: литологические индикаторы климата, распределение фауны и флоры и палеомагнитные измерения согласно подтверждают эту закономерную картину. Положение северного полюса по отношению к рассматриваемой территории в поздней перми рисуется в Тихом океане юго-восточнее Камчатки. Соответственно этому позднепермские палеошироты в Сибири имеют простираание, близкое к меридиональному, а в Европе — северо-западное. В течение поздней перми преобладала тенденция к смещению палеоширот к юго-западу. От уфимского к казанскому веку они сместились ориентировочно на 5° и еще примерно на 5° — к концу татарского века.

В поздней перми на крайнем юге, в Армении, лежавшей тогда на широте $10-15^\circ$, располагалось тропическое море. Севернее, в широкой полосе между 15 и 30° палеошироты, располагалась зона резко аридного климата. С ней связано мощное накопление каменной соли и гипса

в Прибалтике и на юго-востоке Восточно-Европейской платформы и гипсоносные отложения на юго-западе Казахстана. Карбонатные осадки представлены в этой зоне преимущественно доломитами. Севернее, в зоне палеоширот 30° , располагалась полоса умеренно аридного климата. Для нее характерно накопление известняков в бассейнах севера Русской плиты. Образуются известняки также в Тенизских озерах Казахстана. Дальше к северо-востоку, от Воркуты и Кузбасса до Верхоянья, в границах палеоширот $40-65^\circ$ простирается обширная северная гумидная область, с мощным угленакоплением и отсутствием карбонатных осадков даже в отложениях моря нормальной солености. Еще севернее в зоне $60-70^\circ$ палеошироты широко распространены ледовоморские отложения.

Резкий диссонанс в изложенную закономерную картину вносят территории северо-востока, в частности Омолонский и Колымский массивы. Если продолжить сюда градусную сетку палеоширот вышеописанных более западных территорий, то для этих массивов мы получим палеошироту около 70° . Однако литологический состав отложений совсем не соответствует столь высоким широтам. На обширных пространствах здесь развиты пласты известняков, совершенно отсутствующие в Верхоянье и на Таймыре, лежавших даже на значительно более низких палеоширотах. Наличие известняков на Омолонском массиве указывает на зону более теплого климата. В полном соответствии с этим предположением палеомагнитные измерения дают для Омолонского массива широту не 70° , а всего $43-50^\circ$. Эти данные заставляют предполагать, что Омолонский массив находится сейчас не на том месте, где он был в позднепермскую эпоху, а переместился сюда из области более низких палеоширот. Наиболее вероятно, что эта огромная континентальная глыба вместе с расположенной к северу от нее Гипербореей откололась, по-видимому, в мезозое от территории Канадского архипелага и причленилась к Азиатскому материку, оставив позади себя глубокую океаническую Канадскую впадину.

Еще более интересные выводы напрашиваются при рассмотрении палеогеографических материалов по Приморью. Экстраполяция палеомагнитных материалов данных Русской плиты, Кузбасса и Верхоянья дает для Приморья палеошироту, близкую к $65-70^\circ$. Однако фауна, флора и литологические индикаторы климата указывают на зону, близкую к тропической. В полном соответствии с этим находятся и палеомагнитные измерения, дающие для Южного Приморья 30° с. ш. Все это хорошо согласуется с палеоклиматическими данными и данными по Японии и Китаю. По-видимому, огромный континентальный массив, охватывающий Китай, Японию и Приморье претерпел значительное перемещение относительно вышеописанного Европейско-Сибирского массива. Этот вывод, сделанный по палеомагнитным данным А. Н. Храмовым, получает еще большую убедительность в свете произведенных палеогеографических реконструкций.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

РАННЯЯ ПЕРМЬ

Ранняя пермь отвечает отдельному циклу геологической истории, относящемуся к системе циклов продолжительностью в 30—40 млн. лет. Раннепермский цикл является предпоследним в пределах герцинского мегацикла. Поэтому для него характерны слабо выраженные начальные трансгрессивные элементы и гипертрофированы последние регрессивные элементы.

Трансгрессивный характер начальной части цикла виден отчетливо лишь в некоторых районах, но общего заметного увеличения площади морей по сравнению с поздним карбоном не отмечается.

Для ранней перми характерно начало основной стадии орогенеза в герцинских геосинклиналях раннего заложения, наиболее отчетливо проявившегося в Уральской и Тянь-Шаньской геосинклиналях (прилож. 20). Одновременно происходит инверсия в юго-восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена и значительный рост гор в Крымско-Кавказской геосинклинали.

В небольших геосинклиналях, расположенных на севере и востоке Советского Союза и заложившихся в основном в верхнем палеозое, усилилась дифференцированность и скорость движений. К таким геосинклиналям принадлежат Яно-Колымская, Таймырская, а также Новоземельская и Томь-Кольванская, заложившиеся несколько раньше.

На платформах тоже усиливается рост структур и они приобретают очертания, близкие к современным.

В ранней перми, как и в конце карбона, существовала обширная область с режимом, переходным от орогенного к платформенному. Она соответствует территории, где происходили преимущественно каледонская и, вероятно, байкальская складчатости и в дальнейшем герцинская активизация. Здесь, судя по Казахской и Алтае-Саянской областям, характер тектонических движений сохранялся примерно таким же, что и в среднем и позднем карбоне.

В соответствии с характером тектонического режима находится и набор формаций. На платформах, где преобладает общий подъем и регрессия морей, развиваются в аридной зоне хемогенные формации, в гумидной — угленосные. В орогенах, возникших на месте герцинских геосинклиналей, и в областях, переходных от орогенных к платформенным, широко распространились молассы и магматогенные образования. И, наконец, в северных геосинклиналях, прогибание которых продолжалось, распространены морские песчано-глинистые и отчасти угленосные формации мощностью до 1—3 км.

Вулканическая деятельность в ранней перми по сравнению с поздним карбоном осталась примерно на том же уровне. В пределах орогенов, возникших на месте геосинклиналей, извлеклись главным образом кислые и средние лавы. Количество их увеличилось к концу эпохи. Исключением является Уральский ороген, где при наличии многочисленных позднепалеозойских гранитных интрузий эффузивная деятельность почти отсутствует.

В геосинклиналях, расположенных на востоке страны, извлеклись главным образом основные лавы, но на срединных массивах (Охотском, Кольмо-Омолонском) значительное распространение имели и лавы среднего состава. Интенсивность вулканизма к концу ранней перми здесь ослабла.

Наиболее мощные вулканические процессы происходили в Южном Казахстане, где извергались главным образом кислые и средние по составу продукты, но на востоке к ним примешивались и основные. Общая мощность эффузивов здесь местами превышает 1000 м.

Общие очертания Восточно-Европейской платформы по сравнению с предыдущим средне-позднекаменноугольным циклом существенных изменений не претерпела. Однако восточная граница в деталях подверглась характерному перемещению. В северной половине Уральского орогена горные хребты и сопряженный с ними Предуральский прогиб сместились к западу, соответственно передвинулся и край платформы. На широте г. Перми это перемещение за всю раннюю пермь составляло около 40 км, на широте г. Чердыни — около 70 км и на широте г. Пе-

чоры — 25—30 км. На юге (южнее г. Красноуфимска) заметного смещения не было.

Рост основных платформенных структур ускорился и они получили более четкое отображение в изопахитах. Лучшее всего видны Токмовский свод, объединявшийся в то время с Воронежской антеклизой, Тиманское поднятие и особенно ярко Прикаспийская синеклиза. Современные контуры последней сформировались преимущественно в раннепермскую эпоху. Образовавшаяся котловина заполнилась в основном солями. Прикаспийская синеклиза относится к структурам характерного, но редко встречающегося типа.

В Днепровско-Донецком авлакогене произошли значительные изменения. Его юго-восточная, наиболее сильно прогибавшаяся половина претерпела инверсию и стала подниматься. На это указывают продукты разрушения, известные севернее этой котловины. Северо-западная половина продолжала погружение примерно с той же скоростью, что и в конце карбона. В ней накопился разнообразный комплекс формаций.

На Сибирской платформе новым явилось возникновение желоба в ее западной части. В нем мощность угленосной формации превышает 600 м. В Тунгусской синеклизе, прогибавшейся очень медленно, по-прежнему накапливалась песчано-глинистая формация, расчленяющаяся на отчетливые ритмы. На юго-востоке платформы все еще продолжалось воздымание Байкало-Патомского орогена.

На месте Уральской и Турано-Скифской геосинклиналей образовались горные области. В пределах Уральского орогена формировались многочисленные гранитные интрузии, тяготеющие к антиклинориям. В восточной части Турано-Скифского орогена проходила активная вулканическая деятельность. Изливались преимущественно лавы кислого состава. На карте антиклинорные зоны изображены как области максимального поднятия. К западу от Уральского орогена существовал передовой прогиб, заполнявший вначале терригенной молассой и флишем, а затем, в кунгурский век, — соленосной молассой. На самом севере в зоне гумидного климата соленосная моласса замещалась угленосной. Вдоль западного борта прогиба протягивалась цепочка рифовых массивов. Возможно, передовой прогиб имелся и северо-восточнее Тянь-Шаньского орогена, где известно фрагментарное распространение красноцветной молассы. Восточная часть этого орогена была сильно дифференцирована, но в целом мало приподнята. По ее окраине и на востоке располагалось море.

Орогенный режим, по-видимому, наступил и в Турано-Скифской геосинклинали. На это указывают мощные молассы, известные на северном склоне Кавказа, галечный материал которых поступал с севера. Об этом же свидетельствуют пермские гранитные интрузии, обнаруженные в Ставропольском срединном массиве.

Территория с тектоническим режимом, переходным от орогенного к платформенному, протягивалась от Казахской и Алтае-Саянской областей к северу, по-видимому, вплоть до островов Северной Земли. Для всей территории характерно широкое распространение впадин, разделенных поднимающимися по разломам положительными структурами. Каждая из них развивалась индивидуально. Так, например, в Тенизском прогибе и Чу-Сарысульской синеклизе в сравнительно спокойных условиях накапливалась красноцветная, а на юге соленосная моласса, а в Балхашско-Илийской синеклизе, являвшейся более активной, формировались наряду с осадочными вулканогенные дацито-липаритовые и дацито-андезитовые формации. Вероятно, сходный тектонический режим существовал и в Западно-Сибирской области, в сторону которой уходят структуры Казахской и Алтае-Саянской областей.

В ранней перми продолжалось прогибание северных геосинклиналей: Новоземельской, Таймырской и Яно-Колымской. В них накопилось более 3 км песчано-глинистых осадков, относящихся к терригенно-морской формации, а в Таймырской и к угленосной. Скорость прогибаний значительно уменьшилась в конце раннепермской эпохи. Вулканические и магматические процессы еще не начались. Отчетливо устанавливаются крупные разрывные нарушения, отделяющие геосинклинальные трюги от примыкающих к ним платформ. Особенно четко видны разломы, ограничивающие Верхоянскую геосинклиналь с запада (здесь мощность осадков резко возрастает с 300 до 1500 м), Таймырскую геосинклиналь с севера и юга (последний разлом, по-видимому, заложился лишь в ранней перми), и Байдарацкий разлом, ограничивающий Новоземельскую геосинклиналь с северо-востока.

Верхоянская геосинклиналь продолжалась на восток почти до Камчатско-Корякской геосинклинали. Возможно, восточную ее часть следует выделять в отдельную геосинклинальную область.

К востоку и северо-востоку от Верхоянской геосинклинали располагалась обширная стабильная и приподнятая область, отвечающая Колымо-Омолонскому срединному массиву. На его окраинах, особенно на восточной, накапливались сравнительно маломощные (до 300—400 м) карбонатно-терригенные формации платформенного типа, резко отличные от формаций, свойственных Верхоянской геосинклинали.

Большое погружение испытал Охотский срединный массив. Через него проходил меридиональный грабенообразный прогиб, который заполнялся вулканогенно-осадочными континентальными образованиями мощностью более 1 км.

Типичный геосинклинальный режим был свойствен Сихотэ-Алиньской и Камчатско-Корякской геосинклиналям. Здесь накапливались вулканогенно-осадочные формации, в Сихотэ-Алиньской геосинклинали достигающие мощности 5 км. Тектонические движения были сильно дифференцированными и контрастными. Помимо вулканических процессов происходило внедрение гранитных интрузий.

Крымско-Кавказская геосинклиналь, по-видимому, не была в ранней перми столь активной. Здесь развиты карбонатные, флишевые и молассовые формации сравнительно небольшой мощности. Вулканизм отсутствовал.

Еще менее активной была геосинклинальная зона в пределах Центрального и Южного Памира. Тектонические движения здесь были значительно слабее, чем в располагавшейся севернее орогенной области. Возможно, она переживала этап успокоения, и режим ее был близок к платформенному.

Полезные ископаемые. В ранней перми существенного эндогенного рудообразования не происходило. Известны лишь незначительные медные оруденения, связанные с кварцевыми порфиритами и сиенит-диоритами в Средней Азии в Чаткало-Кураминском районе и вдоль Касанского разлома, а также небольшие проявления барита (в Средней Азии).

Несравненно богаче нижнепермские отложения осадочными полезными ископаемыми, особенно теми, которые характерны для регрессивных стадий геологической истории (соли, включая калийную, каменный уголь, газ и отчасти нефть).

Верхнекунгурские отложения востока Русской плиты содержат крупнейшие в мире запасы каменной и калийной солей. Важно подчеркнуть, что соли строго связаны с наиболее прогнутыми тектоническими структурами и выклиниваются в сторону поднятий. Детальная характеристика условий соленакопления дается ниже.

Каменный уголь развит в пределах гумидной палеоклиматической зоны. Его нет в южной и аридной и очень мало в северной зонах. Здесь известны лишь непромышленные залежи в Верхоянье. Наиболее богатые залежи приурочены к северной части Предуральского прогиба (условия образования их приводятся ниже) и в Кузнецком прогибе (описанном выше в главе «Каменноугольный период»). Менее крупные месторождения известны вдоль западного борта Тунгусской синеклизы — в Нижнетунгусском прогибе и на востоке Турано-Скифского орогена.

Газовые залежи в основном связаны с Днепровско-Донецким авлакогеном и Предуральским прогибом. В меньшем количестве газ обнаружен на юго-восточном склоне Татарского свода. Во многих случаях образование промышленных скоплений газа было определено наличием такого надежного непроницаемого перекрытия, каким являются галогенные толщи. Именно к такому типу относятся крупнейшие Шебелинское, Оренбургское и Вуктыльское месторождения. Часто залежи являются резервуаром для концентрации газа. Сам же газ вероятнее всего пришел из более глубоких горизонтов.

Нефтяные залежи в пермских отложениях не столь богаты, как газовые. Они распространены в тех же районах. Важно подчеркнуть, что значительные залежи нефти связаны с сакмарскими рифовыми массивами, приуроченными к западному борту южной части Предуральского прогиба.

Большие перспективы на газ связываются с подсолевыми отложениями Прикаспийской синеклизы. Перспективны также пермские отложения Вилуйской синеклизы, Приверхоанского прогиба, севера Печорской синеклизы и окраинных частей Таймырской геосинклинали. Заслуживают внимания и подсолевые отложения Чу-Сарысуйского прогиба.

ПОЗДНЯЯ ПЕРМЬ И РАННИЙ ТРИАС

В позднепермско-раннетриасовый этап геотектонического развития по сравнению с раннепермским этапом еще усиливается тенденция к поднятию обширных территорий и интенсивному горообразованию. В Новоземельской, Томь-Кольванской и на севере Таймырской геосинклиналях прогибание сменяется горообразованием. Усиление тенденции к поднятию сказывается и на формационном составе отложений. На обширных пространствах Русской плиты преобладание морской и лагунно-морской формации сменяется преобладанием красноцветной аллювиально-озерной формации.

Вулканическая деятельность в Средней Азии и Казахстане продолжается с той же интенсивностью. Новым является мощное проявление траппового магматизма на Сибирской платформе. Однако в большинстве регионов сохраняются и продолжают развиваться общие тенденции геотектонического развития, проявившиеся уже в раннепермскую эпоху.

На палеотектонической карте поздней перми и раннего триаса, как и на палеотектонической карте ранней перми, ясно выделяется несколько огромных регионов, характеризующихся противоположными тенденциями вертикальных движений. Огромная территория Западной Сибири, Урала и Казахстана испытывала общее поднятие. В обширных зонах преимущественно по краям этой территории происходило интенсивное горообразование. Интенсивно поднимался также Северный Таймыр, по-видимому, вместе с расположенной к северу от него огромной континентальной глыбой. Другие не менее крупные участки земной коры — Восточно-Европейская и Сибирская платформы преимущест-

венно опускались. Крупный самостоятельный регион со сложным геотектоническим режимом выделяется на Северо-Востоке СССР.

Вдоль границ между перечисленными крупными регионами, имеющими противоположные тенденции вертикальных движений, располагаются сравнительно узкие, но глубокие прогибы.

Рассматриваемые палеотектонические карты, отражающие суммарный результат тектонических движений целых эпох, не могут выявить конкретный ход процесса возникновения и формирования прогибов и не дают прямого ответа на вопрос о причинах их образования. Однако сравнение палеотектонических карт ряда эпох позволяет выявить общую обстановку возникновения прогибов, условия их развития, миграцию и затухание процесса прогибообразования.

Показателен в этом отношении позднепалеозойский Предуральский прогиб. Он возник в среднем карбоне, когда территория Западной Сибири и Урала начала приобретать тенденцию к поднятию, а Восточно-Европейская платформа сохраняла тенденцию к опусканию. Именно на границе этих двух огромных территорий, получивших противоположные тенденции вертикальных движений, и возник прогиб.

В раннекаменноугольное время, в периоды, когда на территории Западной Сибири и Восточно-Европейской платформы преобладали тенденции к опусканию, рядом не было поднятий и, следовательно, не было условий для образования прогиба. В дальнейшем в позднем карбоне и в ранней перми возникает противоположность направлений вертикальных движений и происходит интенсивное развитие прогиба. Правда, постепенно вовлекаются в поднятие прилегающие к Уралу зоны прогиба, а последний смещается на запад, но этот процесс происходит крайне медленно. В течение целых веков положение прогиба почти не меняется. По-видимому, именно длительностью существования прогиба на одном и том же месте в основном и объясняется большая величина прогибания.

В позднепермскую эпоху зона наибольшего прогибания начинает быстро перемещаться на запад, на Восточно-Европейскую платформу. Особенно быстро смещается к западу средняя часть прогиба, тогда как северная — припечорская и южная — приактюбинская части мигрируют медленно. В уфимский век зона наибольшего прогибания располагается, по-видимому, уже западнее Уфимского плато. Территория последнего, как и огромный Юрезано-Сылвенский участок раннепермского прогиба, присоединяются к области поднятия Урало-Западно-Сибирского массива. В начале казанского века зона наибольшего прогибания перемещается уже в область Татарского и Оренбургского сводов, открываясь к югу в огромную Прикаспийскую впадину. В течение раннеказанского времени Татарский свод все больше присоединяется к Уральской области поднятия, так что в позднеказанское время зона максимального прогибания располагается уже к западу от него. Она проходит вдоль Кажимского и Казанского прогибов и через Серноводско-Абдулинский прогиб уходит в Оренбургское Приуралье. В процессе углубления этой узкой, но достаточно четкой зоны прогибания растут примыкающие к ней платформенные структуры: западный и южный склоны Татарского свода, восточный склон Токмовского свода, Оренбургский свод и Котельническое поднятие.

На рубеже казанского и татарского веков зона наибольшего прогибания кратковременно смещается, по-видимому, к Приуралью, но затем, в течение татарского века, смещается все дальше к западу. Быстрота смещения этой зоны препятствует формированию ясно выраженных прогибов. Прогиб оказывается как бы размазанным на большой территории. Однако о смещении зоны наибольшего прогибания к западу мы

можем судить по распределению на территории Восточно-Европейской платформы уральского и балтийского минералогического материала. В начале татарского века прогиб сместился к Приуралью и балтийский терригенный материал проник далеко на восток в Заволжье и за Вятку, а уральский отлагался лишь на крайнем востоке платформы. В дальнейшем уральский материал все дальше распространялся на запад.

Благодаря смещению зоны наибольшего прогибания к западу казанские отложения распространяются к западу значительно дальше уфимских, а татарские дальше казанских. На значительной территории к западу от Ярославля татарские отложения ложатся непосредственно на верхний и средний карбон. В раннем триасе смещение зоны наибольшего прогибания к западу, по-видимому, продолжается. Наибольшие мощности раннетриасовых отложений располагаются в Московской синеклизе далеко от Урала. Значительные толщи триасовых пород накапливались также на юго-западе Восточно-Европейской платформы в Днепровско-Донецкой впадине.

На Восточно-Европейской платформе в позднепермскую эпоху образуется преимущественно красноцветная озерно-аллювиальная песчано-глинистая формация, сменяющаяся западнее пестроцветной карбонатно-глинистой. Только в казанский век широкое распространение получают морские отложения. В раннеказанское время в основной, западной, части бассейна образуется морская карбонатная формация, на севере — известняковая, а на юге в более резко аридном климате — преимущественно доломитовая. К востоку эти отложения сменяются морскими терригенными, а затем красноцветными озерно-аллювиальными терригенными толщами. В позднеказанское время в основной, южной, части бассейна образуется карбонатно-галогенная формация, также сменяющаяся к востоку озерно-аллювиальной красноцветной песчано-глинистой формацией. В раннем триасе исключительное распространение получила красноцветная озерно-аллювиальная терригенная формация. Столь сложная история осадконакопления на Восточно-Европейской платформе заставляет нас показать на палеотектонической карте чередование формаций.

В Печорском бассейне, где в позднепермское время господствовал гумидный климат, образуется мощная терригенная угленосная формация. В раннем триасе она сменяется терригенной красноцветной формацией.

Огромная Сибирская платформа в позднепермскую и раннетриасовую эпохи испытывала общую тенденцию к опусканию. На севере она была отделена от поднимавшегося Северо-Таймырского массива глубоким прогибом. Еще более глубокий Верхоянский прогиб ограничивал ее с востока. С запада от поднимающегося Западно-Сибирского массива она, также, по-видимому, была отделена прогибом, фрагментом которого, вероятно, является впадина Кузнецкого бассейна.

Почти на всей территории Сибирской платформы в поздней перми накапливается терригенная угленосная формация. Наибольшие ее мощности отмечаются в северо-западной части Тунгусской синеклизы. На северной окраине Сибирской платформы в позднепермскую эпоху начал проявляться трапповый магматизм. Максимум вулканическая деятельность достигла в раннем триасе, когда она распространилась на широкую территорию. Мощная толща пирокластического материала и лав накопилась на северо-западе и востоке Тунгусской синеклизы.

Причины возникновения и мощного проявления трапповой вулканической деятельности на территории Сибирской платформы недостаточно ясны. По времени своего проявления она совпадает с периодом наиболее интенсивного сжатия и горообразования на севере Уральской

складчатой зоны. Такое совпадение наводит на мысль о единстве причины этих двух грандиозных явлений. Они становятся понятными, если рассматривать их с точки зрения возможности горизонтальных подвижек крупных участков земной коры. Можно предположить, что огромная Западно-Сибирская зона вместе с западной частью Сибирской платформы в своем движении к западу, которое, вероятно, происходило мелкими рывками, вызывала сжатие в области Урала, а на востоке оставляла позади себя зияющие трещины, из которых происходило излияние трапповых лав.

Трапповый магматизм и поздний пермо-триасовый этап сжатия севера Уральской складчатой зоны представляются при этом как две стороны единого явления. Возникновение разломов и излияние трапповых лав с этой точки зрения объясняется не как самостоятельное локальное явление, а как одно из закономерных следствий горизонтального тектонического смещения огромного участка земной коры. В более ранние этапы сжатия Урала движение, по-видимому, шло со стороны Казахстана, на востоке которого широко развиты эффузивы позднего карбона и перми. Этим хорошо объясняется более раннее начало горообразования на юге Урала, которое отвечает пермо-карбонным излиянием Восточного Казахстана, и запаздывание горообразования на Северном Урале, отвечающего пермо-триасовым трапповым излияниям Сибирской платформы.

Таймырский геосинклинальный прогиб в позднепермскую эпоху развивался на том же месте, что и в ранней перми. В начале позднепермской эпохи (уфимский и казанский века) в восточной части прогиба накапливалась мощная морская терригенная формация, а в западной части терригенные континентальные отложения. В татарский век как на востоке, так и на западе прогиба накапливались мощные отложения угленосной формации. В это же время, а особенно в начале раннетриасовой эпохи, произошли мощные излияния базальтов трапповой формации. В раннетриасовую эпоху северная часть Таймырского прогиба испытывала интенсивное поднятие и горообразование. Эта зона показана на палеотектонической карте чередованием красок геосинклинального опускания в позднепермскую эпоху и горообразования в раннем триасе.

Верхоянский геосинклинальный прогиб в поздней перми и раннем триасе продолжал интенсивно прогибаться. В нем накапливались мощные отложения морской терригенной формации. Ось прогиба, характеризующаяся максимальными мощностями, закономерно смещается к востоку. На восточном продолжении Верхоянской геосинклинали в области верхнего течения р. Колымы, накапливались отложения морской преимущественно глинистой формации, а южнее, в зоне, примыкающей к Охотскому массиву, отлагались породы морской песчано-конгломератовой формации. Колымский массив, по-видимому, сохранял тенденцию к поднятию, а Омолонский был вовлечен в опускание. Здесь накапливались отложения карбонатно-терригенной формации платформенного типа.

В Анюйско-Чукотской зоне в начале поздней перми, по-видимому, происходило поднятие, сменившееся к концу этой эпохи опусканием. В раннем триасе здесь образуется зона опускания геосинклинального типа. В этой области поднятия сменялись опусканиями. В Корякском районе, наоборот, в поздней перми происходило опускание с образованием кремнисто-карбонатно-вулканогенной формации, а в раннем триасе произошло поднятие.

В Сихотэ-Алиньской геосинклинали накапливались мощные терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения, в южной части со значи-

тельным участием карбонатных осадков. Здесь, как и в ранней перми, сохранялась дифференцированность и контрастность тектонических движений. Глубокие прогибы чередовались с интенсивно поднимающимися островными зонами.

В Крымско-Кавказской геосинклинали продолжается интенсивное прогибание, однако в расположенных севернее областях горообразования интенсивность поднятия уменьшается как в зоне Главного Кавказского хребта, так и в зоне Карпат. В раннем триасе в бассейне нижнего течения р. Кубани, в Степном Крыму и в Северной Добрудже происходит значительное погружение.

На Северном Памире, в Дарваз-Заалайской зоне, продолжалось прогибание. Однако морская аспидная и рифовая формация ранней перми сменилась континентальной красноцветной молассой. Лишь в конце поздней перми в юго-западной части этой зоны стали накапливаться отложения терригенно-карбонатно-гипсоносной формации. На Южном Памире формировались маломощные морские карбонатные отложения формации платформенного типа.

В зоне Тянь-Шаня существовал орогенный режим. К северо-востоку от этой области, возможно, существовал прогиб. На территории Казахстана продолжается общее поднятие. Испытывают поднятие и значительные участки в Тенизско-Сарысуиско-Чуйском прогибе, подразделяющие его на отдельные области опускания. В Тенизской впадине образуется красноцветная терригенная формация, в Сарысуиской и Чуйской — красноцветная терригенная гипсоносная. В Балхашско-Илийской зоне сокращается площадь накопления вулканогенных образований.

Полезные ископаемые. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения содержат довольно обширный комплекс ископаемых как осадочного, так и эндогенного происхождения. К первой группе относятся уголь, нефть, газ, каменная соль, гипс и осадочные медные руды, ко второй — руды меди, никеля и других металлов.

Все месторождения угля связаны с северной умеренной гумидной палеоклиматической зоной. В ее пределах они распространены как в глубоких прогибах, так и на обширных пространствах платформ, а также в межгорных впадинах (Кендерлыкская впадина). Огромны запасы угля в ильинской и ерунаковской свитах верхней перми Кузнецкой впадины, в печорской серии севера Приуральского прогиба, в Таймырском прогибе. Большие запасы угля имеются также на обширных пространствах платформ: на Сибирской платформе и в платформенной части Печорского бассейна.

Нефть и газ распространены в южной части Волго-Уральской области в карбонатных породах казанского яруса и песчаниках уфимского яруса. Однако они, по-видимому, не связаны с этими породами генетически, а проникли в них из более глубоких горизонтов. Присутствует нефть и газ в позднепермских и раннетриасовых отложениях Прикаспийской впадины в Эмбенском районе. В Тимано-Печорской области установлена региональная нефтеносность позднепермских отложений и газопроявления в нижнем триасе. Крупные месторождения газа и присутствие нефти установлены в нижнетриасовых отложениях Вилюйской синеклизы. Значительные перспективы газо-нефтеносности там связываются также и с верхнепермскими отложениями. Скопления нефти присутствуют в пермских и триасовых отложениях Хатангского района Таймыра.

Соль и гипс связаны в своем распространении исключительно с аридной палеоклиматической зоной. Мощная толща каменной соли приурочена к казанским отложениям на юге Волго-Уральской области

и, по-видимому, продолжается в пределы Прикаспийской впадины. Мощные толщи каменной соли залегают также в отложениях казанского и татарского возраста Прибалтики.

Гипс широко распространен в верхнепермских, преимущественно казанских отложениях юго-востока Восточно-Европейской платформы и в Прибалтике. Присутствует гипс также в Сарысуйско-Чуйской зоне Казахстана и на юго-западе Дарваз-Заалайской зоны Памира.

Медные руды осадочного происхождения связаны с зоной умеренного аридного палеоклимата. Вместе с миграцией этой зоны к юго-западу смещается в том же направлении и область их образования. Они встречены в уфимских отложениях Пермского Прикамья, в казанских отложениях Юго-Западной Башкирии и в татарских отложениях Оренбургской области.

Из полезных ископаемых эндогенного происхождения наибольший интерес представляют медно-никелевые месторождения северо-западной окраины Сибирской платформы (Норильский район). Месторождения эти связаны с интрузивными породами триасового возраста.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПОСЛОЙНЫЙ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАЗАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Послойные литолого-палеогеографические карты востока Восточно-Европейской платформы, составленные для казанского века и опубликованные на листах 60 и 61 Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, восстанавливают конкретную палеогеографическую обстановку распределения и соотношения фаций для каждой из многочисленных своеобразных стадий существования казанского бассейна. Общий набор этих карт восстанавливает всю сложную картину развития процесса осадконакопления на фоне колебательных движений и общей тенденции к смещению области максимального прогибания от Приуралья на Восточно-Европейскую платформу.

Стратиграфическую основу для составления этих карт дала детальная корреляция нескольких сотен разрезов, обеспечившая послойную увязку всех морских, лагунных и континентальных отложений казанского яруса на рассматриваемой территории. Тщательное прослеживание большого количества слоев по площади Казанского бассейна (вплоть до зон выклинивания) привело автора к выводу, что слой является синхроничной на всей территории своего распространения, но обычно разнофациальной элементарной единицей стратификации. Следовательно, применение методики послойной корреляции для целей детальной синхронизации осадков представляется вполне оправданным.

Разрез казанского яруса подразделяется на 80 слоев. Для каждого слоя была составлена литолого-палеогеографическая карта. Ввиду невозможности поместить все эти карты мы, желая сохранить послойный принцип составления карт, ограничились лишь картами, отражающими наиболее характерные стадии основных циклов осадконакопления. Все эти карты расположены на двух листах. Один лист (60) отражает раннеказанское время, а другой (61) — в основном позднеказанское. На листе 61 изображен послойный разрез казанского яруса верхнего течения р. Сока, являющийся его стратотипом. На нем пронумерованы все слои, причем номера слоев, для которых даются карты, обведены кружком. Это дает возможность точно привязать к разрезу все послой-

ные карты. Все карты смонтированы на листах по циклам осадконакопления.

Вертикальные ряды карт, снизу вверх, показывают палеогеографические изменения, происходящие в процессе формирования циклов. В горизонтальные ряды группируются карты для аналогичных стадий разных циклов. Сравнение их выявляет изменения палеогеографических условий, происходящие от цикла к циклу. Условные обозначения литологического состава и палеогеографической обстановки отвечают общей легенде Атласа с той лишь разницей, что все бассейны повышенной солености показаны темно-розовым, а бассейны пониженной солености светло-розовым цветом.

На всех картах раннеказанского века северо-восточный угол области осадконакопления, примыкающий к Уральской горной стране занят то аллювиальными, то пресноводно-озерными красноцветными отложениями, переходящими западнее в лагунные. Дальше к юго-западу расположено Казанское море. Вдоль всего восточного берега моря развиты морские песчаные отложения, сменяющиеся западнее глинами и мергелями. В осевой и западной частях морского бассейна преобладают карбонатные, преимущественно доломитовые отложения. Вдоль западного берега присутствуют оолитовые мелководные доломиты и морские конгломераты из гальки карбонатных пород. Море здесь подходило непосредственно к пустынным закарстованным берегам, сложенным гипсодоломитовой толщей нижней перми. Поступления пресных вод и терригенного материала с западного берега не происходило. Он приносился только с востока со стороны Урала. Поэтому основной тенденцией в распределении осадков на рассматриваемой территории является последовательное изменение их характера с востока на запад в сторону замещения грубозернистых терригенных отложений тонкозернистыми, а затем карбонатными или даже галогенными осадками. Эти общие закономерности распределения осадков характерны для всех горизонтов нижнеказанского подъяруса, однако конкретные условия осадконакопления менялись от слоя к слою весьма значительно. Можно выделить ряд стадий, характеризующихся существенно отличной палеогеографической обстановкой, которые последовательно периодически сменяли друг друга. Совокупность осадков каждого набора таких стадий образует элементарный цикл осадконакопления.

Ведущее значение в развитии процесса периодического изменения палеогеографической обстановки принадлежит элементарным колебательным движениям. Основной закономерностью этих движений является попеременное поднятие и опускание противоположных склонов Казанского бассейна. При поднятии восточного склона опускается западный, и наоборот. В процессе этих колебаний происходят следующие изменения палеогеографической обстановки: при поднятии восточного склона (байтуганское время, слой 4; камышлинское время, слои 2 и 7; барбашинское время, слои 1 и 4) вся северо-восточная часть области накопления осадков, на которой в предшествовавшую стадию формировались отложения пресноводных бассейнов и прибрежно-морские осадки, превращается в наклоненную к юго-западу низменную равнину.

Стекавшие с Урала реки, выйдя на эту равнину, врезают свои русла в обнажившееся дно. Замеры косой слойчатости аллювиальных песчаников показывают, что движение материала шло на юго-запад, запад, а на севере — на северо-запад. Глубина вреза речных русел показана особыми значками. Между ними проведены линии равной глубины вреза речных русел. В прибрежной части низменности врез составляет всего несколько метров. Дальше от берега он достигает 10, 15, даже 26 м.

В западной прибрежной части равнины в руслах отлагался косослоистый песчаный материал. Восточнее появляются мелкогалечные конгломераты из уральской гальки, а у г. Осы валунные конгломераты из твердых уральских пород с размером валунов до 25 см. Чтобы такие крупные валуны были принесены с Урала, нужны были очень значительные скорости течения и большой уклон русла. Очевидно, в это время Урал и Приуралье испытывали значительное поднятие.

Восточный берег Казанского моря в эту стадию далеко отступает к западу. Волны разбиваются в зоне, где раньше отлагались морские глины и мергели, а эти последние отлагаются на востоке прежней зоны накопления карбонатных пород. На западном побережье Казанского моря наблюдается обратная картина. Море наступает на запад, захватывая значительные участки прежней суши, что указывает на опускание широких пространств центральной части Русской плиты.

В следующую стадию циклообразования происходит поднятие западного побережья. Тонкозернистые доломиты предыдущей стадии покрываются мелководными оолитовыми доломитами. Наблюдаются следы осушения и размыва западного побережья (байтуганское время, слои 6—8а; камышлинское время, слои 3 и 8; барбашинское время, слои 3 и 5).

На востоке же предшествующее поднятие сменяется опусканием. В прибрежной полосе, где прежде волны размывали глинистое дно, начинают накапливаться прибрежно-морские косослоистые песчаные отложения, образующие песчаные косы. Замеры косой слоистости указывают на движение материала в направлении на затопленный восточный берег. К северо-востоку от наступающих песчаных кос возникают отделенные ими от моря лагунные и озерные бассейны, которые покрывают всю обширную низменную равнину предыдущей стадии. На западе в ближайших к морю лагунах в некоторых случаях отлагались гипсы и гипсоносные доломиты. Восточнее отлагались весьма характерные для раннеказанских лагун листоватые пресноводные или солоноватоводные пахучие известняки и мергели. Еще восточнее они сменяются карбонатно-глинистыми красноцветными отложениями. С зоной образования лагунных листоватых известняков связано распространение тонких прослоев угля, свидетельствующих о периодическом зарастании лагун.

Следующая стадия циклообразования (байтуганское время, слой 8; камышлинское время, слой 9) характеризуется максимальным опусканием восточной части рассматриваемой области. Ограничивающая Казанское море с востока прибрежная коса оказывается затопленной. Морские воды проникают на восток, в глубь лагунной зоны. В то же время на западном склоне наблюдается наибольшее обмеление. Широкие пространства, ранее занятые морем, превращаются в гипсородные лагуны. Как только опускание восточного склона сменяется поднятием, барьерная коса выступает из-под уровня вод, отчленивая от моря лагунную зону. В последней происходит быстрое опреснение, известняки с фауной моря сменяются глинами с бедным комплексом морских наиболее эвригалинных пелеципод и лингул. Выше следуют глины с пресноводной фауной, переходящие кверху в пески прибрежной восточной части лагуны. В дальнейшем эта территория осушается и в эти слои врезаются русла подошедших с востока рек. Начинается первая стадия следующего цикла.

Сравнивая между собой карты аналогичных стадий разных циклов мы видим, что от цикла к циклу происходит закономерное направленное изменение палеогеографического плана. Поднятие восточного берега с каждым следующим циклом охватывает все новые районы. Берег сме-

щается к западу дальше, чем в предыдущем цикле. В фазу опускания восточного берега море не доходит до своих прежних пределов, оставляя широкую полосу, причлененную к зоне лагун. Обратную картину мы видим на западном берегу. С каждым следующим циклом море все дальше надвигается на сушу платформы, а при отступании отдает лишь часть захваченной территории. В связи с этим осевая область моря последовательно смещается с востока на запад.

На всех картах раннеказанского века нанесено распространение наиболее характерных видов и групп фауны. Оно находится в тесной зависимости от фациальных условий. В осевой части моря позднебайтуганского и камышлинского времени в тонкозернистых карбонатных и карбонатно-глинистых осадках распространен комплекс фауны, указывающий на соленость, близкую к нормальной морской. Здесь мы видим богатый комплекс брахиопод и сетчатых мшанок, присутствуют криноидеи, одиночные кораллы, иногда наутилусы. Из брахиопод особенно характерны лихаревины группы *rugulata* и степановиеллы. Во множестве присутствуют и другие, более эвригалинные брахиоподы, переходящие однако и в другие биоценозы.

В направлении к прибрежным более мелководным частям бассейна состав фауны меняется. Исчезают степановиеллы и лихаревины группы *rugulata*, замещаясь канкринеллами и лихаревидами группы *latiagata*. Первые две группы брахиопод, по-видимому, были связаны с относительно глубокой зоной спокойных вод, вторые приспособились к зоне некоторого волнения. В моменты наибольшего поднятия уровня моря при затоплении прибрежных песчаных или оолитовых кос на них появляются банки крупных пелеципод *Pseudomonotis garforthensis*. В это время в затопленной морем части лагунной зоны создавались в серии полуразобнесенных бассейнов своеобразные биомические условия, характеризовавшиеся ненормальной соленостью и прогрессирующим к востоку опреснением. Здесь мы находим целую гамму своеобразных биоценозов, характеризующихся последовательным обеднением фауны в направлении на восток. В восточном направлении исчезают брахиоподы и крупные пелециподы. Дальше всего на восток проникают мелкие, наиболее эвригалинные пелециподы: *Schizodus rossicus* и *Pseudobakewella ceratophagaeformis*, которые часто ассоциируются с лингулами, а иногда с солоноватоводными пелециподами *Liebea hausmanni*. Еще восточнее мы находим уже типичную пресноводную фауну антракозид и остракод. Здесь часты находки остатков рыб.

Прогрессирующее обеднение фауны мы наблюдаем также в прибрежных и лагунных зонах западного побережья. И здесь дальше всего из морских форм сохраняются те же *Schizodus rossicus* и *Pseudobakewella ceratophagaeformis*, иногда находимые в тонких доломитовых прослоях среди лагунных гипсов. Но ни лингул, ни пресноводной фауны здесь не наблюдается. Обеднение фауны западного побережья связано не с пониженной, а с повышенной соленостью. *Schizodus rossicus* и *Pseudobakewella ceratophagaeformis* выдерживали, по-видимому, наибольшие отклонения от нормальной солености как в ту, так и в другую сторону, тогда как лингулы связаны были в своем распространении с зонами опреснения.

В конце барбашинского цикла происходит интенсивное поднятие, охватившее не только область Поволжья, но и татарский и оренбургский своды. Вся эта территория поднимается как единое целое, сохраняя соотношение основных элементов рельефа, сложившееся в конце барбашинского времени. В этой приподнятой области начинается интенсивная эрозия (см. карту послебарбашинского размыва). Основная эрозионная долина образовалась на месте осевой зоны морской впадины

барбашинского времени, вытянутой по направлению Казань — Исаклы — Бугуруслан и далее к югу восточнее Бузулука. Она имела уклон к югу и открывалась в Прикаспийскую впадину.

Вслед за поднятием, вызвавшим глубокий эрозионный размыв, происходит сильное погружение Русской плиты (см. карту обошинского времени). Приволжская часть ее захватывается подступившим с севера морем. Море заливаает всю область вышеописанной эрозионной впадины и расположенную южнее обширную Прикаспийскую синеклизу. Морские слои этой новой ингрессии, названные нами обошинскими слоями, легли непосредственно на размытую поверхность более древних морских слоев, плащеобразно перекрыв их. Обошинские слои — последние в разрезе казанского яруса, которые содержат богатую фауну Казанского моря нормальной солености, включающую лихаревии, степановиеллы и кораллы. Вышележащая часть разреза характеризуется преобладанием осадков бассейнов ненормальной солености. Морские слои появляются в ней лишь периодически и несут резко обедненные комплексы фауны, свидетельствующие о солености, значительно уклоняющейся от нормальной. В связи с этим мы проводим по кровле обошинских слоев границу между нижне- и верхнеказанскими отложениями.

Вслед за опусканием Русской плиты, вызвавшим образование морских обошинских слоев, начинается ее поднятие, затрудняющее связь бассейна с открытым морем (исаклинское время, слои 1—4). Даже в северной приказанской части бассейна условия заметно отклоняются от нормальных морских. Образуются доломиты, в фауне которых преобладают моллюски (ядерный камень). Исчезли лихаревии, кораллы и другая стеногалинная фауна. Южнее, у Камского Устья, в наиболее узкой части бассейна создан мелководный порог, южнее которого преобладали условия резко повышенной солености с преимущественным осаждением гипса. Море проникало туда лишь кратковременно (исаклинское время, слой 3) и содержало резко обедненную фауну пелелипод (Самарская Лука) и фораминифер (толща нижних ангидритов Бузулука).

Дальнейшее поднятие платформы еще более затруднило связь с морем (исаклинское время, слой 5). Бассейн резко сократил свою площадь, а на участке Казань — Сок превратился, по-видимому, в узкий пролив или своеобразную реку, по которой соленые воды из бассейна северной части Русской плиты текли в южный, замкнутый с юга бассейн, охватывающий Прикаспийскую депрессию и Бузулукско-Бугурусланскую эрозионную впадину. В этом гигантском испарителе отложилась мощная толща соли, выполнившая впадины послебарбашинского эрозионного рельефа.

Вышележащие слои верхнеказанского подъяруса отлагались уже в условиях более выровненного рельефа. Эти отложения характеризуются частой сменой осадков в вертикальном направлении. Многократно циклически чередуются морские слои с гипсо-доломитовыми осадками бассейнов повышенной солености и глинистыми отложениями пресноводных и опресненных бассейнов, что отражает колебательные движения. Эти движения в принципе аналогичны колебательным движениям раннеказанского времени. Попеременно поднимаются и опускаются восточный и западный склоны Казанского бассейна. Однако западный склон, который охватывал центральную и северную части Русской плиты, в позднеказанское время по сравнению с раннеказанским постоянно находился в более приподнятом положении.

При опускании этого огромного региона проникающее с севера море заливаает его, как и всю осевую часть Казанского бассейна (сорокинское время, слой 1; падовское время, слой 6; дубровинское время, слой 1). Однако приподнятое положение западного склона бассейна, через

который осуществлялась связь с открытым морем, затрудняло эту связь, о чем свидетельствует состав фауны верхнеказанских морских прослоев, указывающих на явно ненормальную соленость. Распределение литофаций в это время сходно с таковым в стадию опускания западного склона раннеказанского бассейна. На западе распространены прибрежные оолитовые доломиты, в осевой полосе тонкозернистые доломиты, постепенно замещающиеся к востоку мергелями, глинами и, наконец, прибрежно-морскими песчаниками. Опусканию западного склона здесь, как и в раннеказанское время, отвечало поднятие восточного склона. Все морские верхнеказанские слои выклиниваются на западном и южном склонах Татарского свода, ничем не замещаясь. Дальше к востоку во время их образования лежала низменная равнина, по которой текли стекавшие с Урала реки.

Затем начинается поднятие западного склона, приводящее к обособлению и осолонению бассейна (сорокинское время, слой 3, подовское время, слой 7 и 8, дубровинское время, слой 4). Морская фауна вымирает. Начинает отлагаться гипсо-доломитовая толща. Одновременно начинается опускаться восточный склон. Осолоненный гипсородный бассейн трансгрессирует на восток за береговую линию предшествовавшего морского бассейна. Он достигает вершины Татарского свода. Заливается водами и лежащая дальше к востоку обширная низменная равнина. Однако там образуется бассейн не повышенной, а пониженной солености. В районе вершины Татарского свода располагается мелководная, периодически обнажающаяся зона, которая отделяет западный гипсородный бассейн от образовавшегося на востоке опресненного.

В следующую стадию позднеказанского циклообразования (юматовское время, слой 1; орловское время, слой 6; водинское время, слой 1) продолжается поднятие западного склона Казанского бассейна, приводит к осушению Приволжской части Русской плиты, о чем говорят ясные следы перерыва и размыва гипсо-доломитовых отложений предыдущей стадии, наблюдаемые в разрезах Среднего Поволжья. Связь с морским бассейном совсем прерывается, гипсородный бассейн исчезает. В восточной же части описываемой области, где в предыдущую стадию отлагались солоноватоводные комковатые известняки и мергели, начинают отлагаться красноцветные известковистые или слабоизвестковистые глины, свидетельствующие об опреснении бассейна. Бассейн, окончательно потеряв связь с морем и резко сократив свои размеры, питается только притоком пресных вод с Урала и опресняется.

В следующую затем стадию начинается противоположное движение. Восточный склон начинает подниматься. Красноцветные глины сменяются песчаниками, указывающими на приближение восточного побережья. Дальнейшее поднятие приводит к обнажению дна и врезанию в него русел рек, стекающих с Урала (юматовское время, слой 1с; орловское время, слой 11). Поднятие восточной части бассейна сопровождается опусканием западной. Пресноводный или солоноватый бассейн наступает на западную сушу, сложенную гипсо-доломитовой толщей. У его западного берега отлагаются галечники, состоящие из плоских галек размываемых слоистых доломитов. При дальнейшем наступании этого бассейна на запад галечники перекрываются глинами этого пресноводного бассейна. Однако опускание западного склона бассейна очень скоро приводит к затоплению его проникшими с севера морскими водами, заливающими также всю осевую часть бассейна. Начинается первая стадия следующего цикла.

Совокупность осадков всех перечисленных стадий образует элементарный цикл осадконакопления. Мы видим, что и в позднеказанское время цикличность вызывается теми же элементарными колебательны-

ми движениями, которые создавали ее и в раннеказанское время. Но если образование нижеказанских циклов в основном определялось миграцией фаций, то в возникновении верхнеказанских циклов на первый план выдвигается изменение гидрохимического режима самого бассейна.

Послойный палеогеографический анализ отложений казанского яруса позволил восстановить картину элементарных колебательных движений на огромной территории. Как в нижеказанское, так и в верхнеказанское время суть этого процесса одна и та же. Два обширных участка земной коры колеблются относительно друг друга. Один из них (западный) охватывал центральную и северную части Русской плиты, а другой (восточный) включал все Прикамье, Урал и, вероятно, Западную Сибирь.

При поднятии восточного массива граница между поднимающейся и опускающейся территорией проходит по восточному борту Казанско-Сергиевского прогиба, где при этом происходит перегиб земной коры. Зона Казанско-Сергиевского прогиба и область Западного массива совместно согласованно опускаются. На этой опускающейся территории образуется выдержанный по мощности слой осадков, выклинивающийся на западном склоне поднимающегося восточного массива. При поднятии западного массива граница между поднимающейся и опускающейся территорией проходит по западному борту Казанско-Сергиевского прогиба. Перегиб земной коры теперь происходит здесь. При этом восточный массив совместно с зоной Казанско-Сергиевского прогиба согласованно опускаются. На этой территории образуется выдержанный по мощности слой осадков, выклинивающийся на западном склоне Казанско-Сергиевского прогиба. Мы видим, что при изменении знака движения не происходит разгибания ранее возникшего перегиба, а параллельно ему внутри области прежнего опускания развивается другой перегиб, ограничивающий прежде опускавшуюся, но теперь начавшую подниматься область. Между этими двумя перегибами образуется зона преимущественного опускания, прогиб, который опускается и с той и с другой из колеблющихся относительно друг друга огромных областей, причем опускание происходит то по одному, то по другому перегибу.

Послойный анализ позволяет выяснить, почему в прогибе накапливаются наибольшие мощности. Это положение давно уже стало общепринятым, хотя сущность его оставалась загадочной.

Принято считать, что в прогибе все время накапливаются большие мощности, чем в окружающих его областях. Произведенный послойный анализ показывает, что это положение неверно. Мощность каждого конкретного слоя существенно не меняется в прогибе и в соседней с ним области, которая в данную стадию испытывает опускание. Однако на противоположном склоне прогиба слой выклинивается. В следующую стадию наблюдается обратная картина: слой образуется в прогибе и на том склоне, где выклинивался предшествующий слой, но выклинивается на противоположном склоне, где отлагался предшествующий слой. Большая мощность отложений прогиба объясняется тем, что в нем присутствуют осадки всех стадий циклообразования, тогда как на склонах часть из них выклинивается. На одном склоне выпадают отложения начальных стадий циклообразования, а на противоположном — конечных стадий всех циклов. Мощность целого цикла, сокращаясь в обе стороны, уже полностью подчиняется закону возрастания мощности в прогибе.

Метод изучения мощностей, получивший сейчас широкое применение, прекрасно выявляет прогибы, но поскольку он оперирует с мощностями целых циклов или более крупных стратиграфических подразделений, он не может вскрыть причин происхождения прогибов. Суть процесса их образования остается скрытой внутри нерасчлененного

комплекса слоев. Послойный анализ, выявляя связь образования прогиба с движениями окружающих его областей, открывает нам сущность процесса формирования прогиба, причины его возникновения и механизм образования. Мы видим, что прогиб представляет собой изгиб земной коры, возникающий между противоположно движущимися в процессе элементарных колебательных движений двумя огромными участками земной коры. Этим хорошо объясняется и линейная вытянутость прогибов.

Не меньше возможностей послойный стратиграфический и палеогеографический анализ может дать и в области литологии и учения о фациях. Обычно об условиях образования осадков судят по их составу в точке наблюдения. Послойный палеогеографический анализ позволяет значительно шире подойти к установлению обстановки осадконакопления. Выявляя конкретную картину распределения фаций бассейна для каждого слоя, он позволяет определить площадное распространение каждого типа осадков, место его среди осадков другого типа, закономерности фациальных переходов по горизонтали. Он позволяет выявить и оценить роль факторов, определяющих обстановку осадконакопления и изменение ее во времени. Мы видим, что ведущая роль в этом отношении принадлежит элементарным колебательным движениям: они вызывают не только миграцию фаций в связи с попеременным поднятием и опусканием восточного и западного побережий бассейна, но и периодически повторяющиеся изменения характера самого бассейна. Они приводят к появлению в определенные этапы процесса колебательных движений на обширных площадях совершенно своеобразных условий осадконакопления, отсутствующих в другие этапы.

Так, в раннеказанский век — начальный этап опускания восточного побережья — в заполняющихся речных руслах происходит накопление медистых песчаников. В следующую стадию обширные пространства восточного побережья занимают лагуны, где периодически проявляется угленакопление. Дальнейшее опускание приводит к затоплению этих обширных пространств морем. Образование лагунных осадков и угленакопление прекращается. В позднеказанский век колебательные движения вызывают еще более значительные палеогеографические изменения. Морской бассейн периодически превращается в резко осолоненный гипсородный бассейн, а этот последний — в опресненный. Мы видим, что многие типы осадков, в том числе все полезные ископаемые, появляются и широко распространяются лишь в определенные стадии циклообразования. Все это невозможно было бы выяснить без послойного анализа.

Огромно значение послойного анализа для стратиграфии. До недавнего времени основной стратиграфической единицей в литостратиграфии считалась свита, а в биостратиграфии — биозона. Послойный метод корреляции имел лишь местное, прикладное значение. Выделение свит, представляющих собой довольно крупные стратиграфические подразделения, не может обеспечить детального расчленения разреза. Свита выделяется по признаку преобладания определенного типа пород. В условиях миграции фациальных зон она имеет скользящие во времени границы и не обеспечивает синхронизации осадков, а нередко затрудняет ее, объединяя разновозрастные и разделяя одновозрастные отложения. Метод выделения и прослеживания свит не может удовлетворить нужд детальной стратиграфии. То же можно сказать и о биозоне. Охватывая значительную толщу слоев, она также не может дать достаточнодробного расчленения разреза. Представляя собой определенный этап эволюционного развития фауны, биозона может быть выделена лишь в благоприятной для жизни этой фауны биомической области бассейна

и не выделима в других областях, а тем более во всей области осадконакопления, включающей как морские, так и лагунные и континентальные отложения. Метод же послойной корреляции при выполнении требований, гарантирующих точность и надежность сопоставления, может обеспечить послойную корреляцию разрезов всей области осадконакопления — и морских, и лагунных, и континентальных отложений.

Послойный палеогеографический анализ открывает и перед детальной биостратиграфией широкие возможности. Устанавливая закономерную связь распространения видов и их характерных ассоциаций с определенными биономическими условиями, нередко неповторимо своеобразными для каждого отдельного горизонта, этот метод позволяет использовать ассоциации организмов в рамках изученных бассейнов в качестве руководящих для распознавания и прослеживания конкретных маркирующих горизонтов и для послойной биостратиграфической их корреляции. В то же время этот метод должен предостеречь от биостратиграфических ошибок, могущих возникнуть при использовании тех или иных форм в качестве руководящих, без учета биономических условий их распространения, поскольку в разных частях бассейна пределы их вертикального распространения, определяемые фаціальными условиями, могут быть различными.

Послойный анализ должен повысить детальность, точность и надежность корреляции. Но при этом надо ясно отдавать себе отчет, что здесь мы имеем дело не столько с закономерностями эволюции организмов, сколько с палеоэкологическими закономерностями их расселения, выявить которые можно только на базе послойного анализа.

УГЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ПЕЧОРСКОМ УГЛЕНОСНОМ БАСЕЙНЕ В ПЕРМСКОМ ПЕРИОДЕ

Угленакопление в Печорском бассейне связано с единой угленосной толщей кунгурско-татарского возраста мощностью 6000 м. Распространение угленосных отложений почти совпадает с северной частью Предуральского прогиба, а в печорское время также и с соседней «Колвинской параплатформой». Угленосные осадки подстилаются мощной (до 2000 м) толщей терригенных и (в низах) мергелистых морских осадков юньягинской серии и покрываются также мощной (до 2400 м) толщей терригенных «бассейновых» и дельтовых осадков триаса.

Выделяются четыре этапа пермского угленакопления: 1) аячъягинский, отвечающий времени образования аячъягинской свиты (начало кунгурского века); 2) рудницкий, соответствующий рудницкой свите (конец кунгура); 3) интинский, отвечающий интинской свите (уфимский век) и 4) печорский, соответствующий всей печорской подсерии (казанский и татарский века).

Угленакопление на всех этапах было связано с широкой прибрежной, периодически затоплявшейся аккумулятивной гумидной равниной. Заболоченная низменность возникла при регрессии артинского моря и последующих циклических регрессиях огромного (площадью более 150 тыс. км²) и крайне мелководного (средняя глубина не более 10—15 м) бассейна типа гигантской лагуны («Воркутская лагуна»), отделенной от открытого краевого моря Восточно-Европейской платформы широкими плоскими баровыми островами и барьерными отмелями. Море было расположено к западу и северо-западу от площади угленакопления.

Начало угленакопления было связано с переходом к новой — «средней», или «зрелой», стадии развития Предуральского прогиба. К началу кунгурского века изменился характер мелких движений и развились

специфические «углеобразующие» более ритмичные колебательные движения с амплитудой не меньше 10—15 м и ясно выраженными диссимметричными трансгрессивными и регрессивными ветвями. Одновременно произошло региональное увлажнение климата с более четкой дифференциацией климатических зон и подзон (возможно, в связи с увеличением роли Палеоурала как климатического барьера) и регрессия моря с образованием указанной «Воркутской лагуны».

По направлению от Урала к платформе выделяется серия фациальных зон, в конфигурации которых в общем преобладало направление, грубо параллельное границам краевого прогиба. При выделении зон учитывались и климатические обстановки. С северо-востока на юго-запад климат значительно изменялся от более влажного к более сухому; Палеоурал создавал полосу избыточного увлажнения у своих западных склонов. Оптимальное углеобразование было связано не с осевой зоной Предуральского прогиба, а с зоной больших, но не максимальных мощностей к западу от «оси», т. е. с зоной приплатформенного борта прогиба. При этом оптимальные условия для угленакопления существовали только в области небольшой ширины краевого прогиба и в удалении (более 40—50 км) от областей постоянной суши и постоянного моря. В фациальном отношении эта зона совпадала с максимальным относительным развитием осадков пресноводной или сильно опресненной лагунной полосы и очень широких баровых отмелей (с непостоянной соленостью) в области переменного влажного климата.

Степень метаморфизма углей на всех стадиях закономерно увеличивается по направлению от платформы к Уралу и, кроме того, вдоль Урала к северу. Это связано с тем, что в северном направлении краевой прогиб был более подвижным. Бурые угли формировались только на платформе, но в печорское время — частично на западной окраине краевого прогиба (гряда Чернышева) и в его южной, менее подвижной части. Угли марок «К» и более высоких стадий метаморфизма распространены только в осевой и пригеосинклинальных зонах прогиба и лишь севернее широты ст. Сейда. Вместе с тем в пределах каждой зоны происходила эволюция степени метаморфизма по этапам угленакопления. Пригеосинклинальная зона характеризовалась наибольшей изменчивостью в пространстве и во времени всех признаков угленосной толщи и углей. Каждый из выделенных этапов угленакопления и отвечающая ему субформация характеризуется своими специфическими чертами.

Ачъягинский этап еще не отвечает эпохе значительного угленакопления. В это время господствовали лагуны, мало отчлененные от моря. Климат был семигумидным. Район продуктивного угленакопления (с углями «ОС» и «Т») образовался только в конце стадии и был расположен в осевой зоне прогиба, там, где раньше всего и шире всего развивалась полоса опресненных лагун.

Рудницкий этап характеризовался уже отчетливым господством осадков сильно опресненных и пресноводных лагун, ясно отчлененных от открытого моря и в то же время постоянно с ним связанных, на что указывает наличие горизонтов с морской фауной. Климат стал переменным влажным, оптимальным для угленакопления. Сформировался полный набор зон угленосной формации. Лагунно-болотное поле угленакопления сильно расширяется. Возникла пригеосинклинальная зона пресноводно-лагунно-дельтовых отложений с значительным, но очень зольным и неустойчивым угленакоплением. Оптимальное угленакопление связано с зоной пресноводно-лагунных отложений там, где она становится наиболее широкой, отходит далеко от области интенсивного поднятия.

В *интинский этап* господствуют условия пресноводной лагуны и местами условия солоноватой лагуны (в западной части бассейна). Увеличивается роль дельтовых выносов, рельеф становится менее устойчивым, более расчлененным, климат — еще более влажным. Угленакпление проходило очень интенсивно, но качество углей в общем хуже, чем на рудницком этапе. Площадь продуктивного угленакпления еще более расширяется и охватывает всю территорию Северо-Печорского прогиба и часть прилегающей параплатформы. Климатические зоны смещаются к юго-западу. Однако область оптимального угленакпления с относительно малозольными пластами уменьшается и приурочена к узкой и прерывистой полосе между севером Усинского, Ворга-Шорского и Хальмер-Юрским месторождениями. Можно предположить также [71] существование второй области малозольных пластов на западе Коротыхинской мегасинклинали.

Печорский этап отвечает времени существования огромной пресноводной лагуны-озера. Расчлененность рельефа еще более увеличивается; около Урала образуется пояс мощных грубообломочных (с конгломератами) отложений; дельтовые фации распространяются на запад вплоть до параплатформы и их роль резко увеличивается. Климат сначала становится еще более влажным, границы зон смещаются дальше к юго-западу, но появляются и более продолжительные сухие фазы (особенно в конце печорского времени).

Торфо- и угленакпление происходило интенсивно, но было очень пестрым и с примесью терригенного материала. Однако не исключено открытие и отдельных малозольных пластов там, где внешняя приосевая зона прогиба дальше отходит от области интенсивного поднятия, а также в восточной части параплатформы. Граница краевого прогиба незначительно смещается к западу, а вся область параплатформы становится более подвижной, чем в раннепермское время. Структурный план прогиба несколько изменяется. Намечаются две области оптимального угленакпления: северо-восточная Паэмбойская и юго-западная Сейдинско-Тальбейская. У восточной границы параплатформы в краевом прогибе и вдоль гряды Чернышева образуется зона мощных (более 10 м) пластов угля, которая, исходя из общей конфигурации зон, должна продолжаться далеко (более 100 км) на северо-запад вдоль северо-восточного края параплатформы. Не исключено и ее продолжение прямо на север, где она может содержать коксующиеся угли. В предполагаемой западной полосе этой зоны можно ожидать уменьшения зольности углей.

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ И НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ ДОНБАССА В ПЕРМСКОМ ПЕРИОДЕ

Нижнепермская галогенная формация Днепровско-Донецкого авлакогена залегает на красноцветной формации низов картамышской свиты. Она начинается с карбонатного горизонта O_8 и, кроме завершающей восьмой части разреза картамышской свиты, включает никитовскую, славянскую и краматорскую свиты.

В конце картамышского времени воды из Прикаспийского моря, проникли по северной окраине Донбасса в Бахмутскую котловину и юго-восточную часть Днепровско-Донецкой впадины.

В никитовское время бассейн периодически ингрессировал на северо-запад до меридиана г. Чернигова. На площади, где мощность никитовских отложений максимальна, развиты соляной и сульфатно-соляной комплексы. Для соляного комплекса свиты соленасыщенность разреза

составляет 40—65%. Суммарное сульфато- и соленасыщение разреза сульфатно-соляного комплекса превышает 50%. Узко локально распространены солёноно-сульфатно-карбонатно-терригенный комплекс с сульфато-соленасыщением до 10—30% и мощностью до 140—160 м.

В славянское время бассейн продолжал ингрессировать в северо-западном направлении за меридиан г. Чернигова. Засолонение из юго-восточной половины бассейна распространилось и на крайний его северо-запад. Из Прикаспийского бассейна поступали воды различной степени солёности. Периодам опреснения соответствуют максимальные размеры бассейна. В это время откладывались карбонаты, слагающие маркирующие карбонатные горизонты. Соляные пласты нижних ритмов славянской свиты отлагались на меньшей площади, чем соляные пласты верхних ритмов. Максимум соленакопления приходится на период после формирования самого мощного и устойчивого карбонатного горизонта Z_3 . После отложения карбоната горизонта Z_4 значительных ингрессий морской воды в бассейн, видимо, не было. В него уже поступала достаточно минерализованная рапа. В этой части разреза исчезают пласты карбонатных пород и уменьшается карбонатность остальных пород. Вновь появляется красноцветный терригенный материал, окрашивающий соляные породы. Славянская свита формировалась в условиях дальнейшего подъёма Донбасса.

В краматорское время солеродный бассейн начал сокращаться, сперва медленно, а со времени отложения алевролитно-ангидритового горизонта T_3 — быстро. В раннекраматорское время дважды отлагались калийные и магниевые соли, из которых нижний горизонт представлен кизеритом и частично карналлитом, а верхний — сильвинитом. В среднекраматорское время в Бахмутской котловине и на остальной территории сократившегося бассейна дважды осаждались сильвиниты. В позднекраматорское время неоднократно отлагались сильвиниты и карналлиты.

Краматорская свита представлена только соляными комплексами. В осевых частях Днепровско-Донецкой впадины развит карналлитокизеритосильвинитогалитовый комплекс, оконтуриваемый полосой карналлитокизеритогалитового комплекса. В Гужевской межкупольной зоне локально распространён сильвинитогалитовый комплекс. В осевых частях синклиналей Бахмутской котловины находится сильвинитокарналлитогалитовый комплекс, оконтуриваемый полосой сильвинитогалитового комплекса. Калиеносные комплексы краматорского бассейна к периферии сменяются полосой полигалитоангидритогалитового или ангидритогалитового комплексов, а затем алевролитогалитовым. Мощность калиеносных комплексов краматорской свиты изменяется от 100—200 м на северо-западе бассейна до 500—700 м на остальной его территории. Для ангидритогалитового и полигалитогалитового комплексов он обычно вдвое меньше, а у алевролитогалитового не превышает нескольких десятков метров.

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ НА ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ИРЕНЬСКОЕ ВРЕМЯ

В кунгурский век солеродные бассейны располагались во впадинах Предуральского прогиба, Прикаспийской синеклизе и на части платформы, примыкающей к ней с севера и запада. Иреньская свита отвечает времени максимального распространения солеродных бассейнов. Она соответствует верхней половине кунгурского яруса и в северо-восточной части площади своего распространения подразделяется на семь пачек, из которых более мощные — нечетные (четыре) сложены ангид-

ритами, иногда с прослоями доломитов и мергелей, а четные — преимущественно доломитами с морской фауной.

В Прикаспийской синеклизе породы кунгурского яруса на всю мощность скважинами не вскрыты. В центральной ее части подошва соляной толщи, по геофизическим данным, залегает на глубине до 8 км. Проведенные расчеты показали, что их седиментационная мощность в центре синеклизы достигала 2600 м.

В Предуральском прогибе наиболее мощные толщи солей известны в Соликамском и Верхнепечорском прогибах. В их разрезах значительная роль принадлежит калийным солям. Мощность зоны калийных пород в Соликамской впадине равна 100—130 м и в Верхнепечорской 50—60 м.

В иреньском бассейне образование доломита сменялось накоплением сульфатов. Эта смена регулировалась поступлением воды через северный пролив — суженную часть бассейна, расположенную северо-восточнее Тимана. При сокращении поступления воды увеличивалась концентрация солей, и в осадках возрастала роль сульфата кальция. В это время во впадины Предуральского прогиба проникали рассолы, почти насыщенные хлористым натрием. Аналогичные рассолы поступали и в Прикаспийскую синеклизу.

Пресные воды в заметном количестве стекали с Урала и с участка платформы, примыкающего с запада к Тиману. Судя по осадкам западной части бассейна, с аридной равнины, располагавшейся еще западнее, пресная вода не поступала. Морская вода, поступавшая в Верхнекамский и Верхнепечорский бассейны, была метаморфизована и характеризовалась пониженным содержанием сульфатов. Эта метаморфизация, вероятно, осуществлялась к востоку от Тимана, где можно предполагать смешение морских вод с пресными.

В разрезе Прикаспийской синеклизы, кроме сильвинита и карналита, присутствуют полигалитовые сильвиниты, породы, богатые кизеритом, каинитом. По-видимому, сюда иногда проникали и неметаморфизованные воды.

Глубины солеродных бассейнов, как правило, были непостоянны и по мере их возрастания концентрации солей уменьшались. На стадии садки калийных солей они почти всегда были небольшими.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б. С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М., «Наука», 1970, 178 с.
2. Абрамович Е. Л. О генезисе доломитовых пород нижнего девона горной гряды Мурунтау.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 6, с. 66—73.
3. Айзенберг Д. Е. Стратиграфия и палеогеография нижнего карбона западного сектора Большого Донбасса. Киев, изд-во АН УССР, 1958, 272 с. (Тр. ИГН АН УССР, серия стратиграфии и палеонтологии, вып. 16).
4. Андрианов В. Н. Новые данные о стратиграфии перми центральной части Западного Верхоянья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якут. АССР, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 51—57.
5. Андрианов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчийское междуречье). М., «Наука», 1966, 111 с.
6. Андрианов В. Н., Андрианова В. А. Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхоянского терригенного комплекса в позднепалеозойское время.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якут. АССР, вып. 10. Якутск, Якутское книжное, изд-во, 1962, с. 17—31.
7. Аракелян Р. А. Геология Армянской ССР, т. II. Стратиграфия. Изд-во АН АрмССР, 1962, 432 с.
8. Атлас карт угленакопления на территории СССР, масштаб 1 : 10 000 000. Редакторы И. И. Горский, В. В. Мокринский. Л., изд-во АН СССР, 1962, 17 л.
9. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть I. Поздний докембрий и палеозой. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1961, 56 л.
10. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. II. Гл. ред. А. П. Виноградов. Изд. ВАГТ МГ СССР, М., 1969, 68 л.
11. Атлас палеогеографических карт СССР. Каменноугольный период. Масштаб 1 : 7 500 000, под ред. О. Л. Эйнора и др. Киев, изд-во Киевск. ун-та, 1965, 12 л.
12. Атлас палеогеографических карт Украинської та Молдавської РСР, под ред. В. Г. Бондарчука. Киев, изд-во АН УССР, 1960, 8 с., схем 77.
13. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. I, М., Госгеолтехиздат, 1962, ч. II. М., «Недра», 1969.
14. Бархатова В. П. О кунгуре и уфе на севере европейской части СССР.— Бюлл. МОИП, т. 70, отд. геол., вып. 5, 1968, с. 155—156.
15. Белов А. А., Кизевальтер Д. С. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа.— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа, т. 3, М., изд-во АН СССР, 1962, с. 275—314.
16. Белостоцкий И. И. Основные черты палеогеографии и геологической истории Горного Алтая в девоне.— Изв. вузов, «Геология и разведка», 1961, № 5, с. 3—30.
17. Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта.— В кн.: Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент, «Наука», 1965, с. 6—16.
18. Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., изд-во АН СССР, 1963, с. 237.
19. Бондарев В. И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система.— Тр. НИИГА, т. 135. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 183.
20. Бороздина З. И. и др. Основные закономерности в распределении фаций пермских отложений северной и восточной частей Волго-Уральской области.— Тр. ВНИГРИ, вып. 31, Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 203—222.

21. Бровков Г. Н. и др. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадины востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1967, 222 с.
22. Брукс К. Климаты прошлого. М., изд-во иностр. лит., 1952, с. 358.
23. Быкова М. С. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1960, 194 с.
24. Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба.— Уч. зап. НИИГА. Региональная серия, вып. 5, Л., «Недра», 1965, с. 87—126.
25. Власов Н. Г. Геология Юго-Западного Дарваза.— Тр. Лен. об-ва естествоисп., т. 70, вып. 1. Л., изд-во ЛГУ, 1959, с. 23—28.
26. Войновский-Кригер К. Г., Василюк Н. П. Очерк палеозоогеографии кораллов карбона на территории СССР.— «Палеонтологический журнал», 1961, № 2, с. 3—7.
27. Вопросы стратиграфии нижнего карбона южного и юго-западного склонов Джунгарского Алатау.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 3 (28), 1965, с. 29—42.
28. Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологю. М., Госгеолтехиздат, 1957, 125 с.
29. Геккер Р. Ф., Осипова А. И. О составлении палеогеографических и палеобиогеографических карт.— Тр. Первого совещания по палеогеографии Урала. Свердловск, 1965, с. 17—26.
30. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 2. Подмосковский бассейн и другие месторождения угля центральных и восточных областей европейской части РСФСР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 569 с.
31. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 3. Печорский бассейн. М., «Недра», 1965, 491 с.
32. Геологическое строение СССР, тома I—IV, М., «Недра», 1968, т. I, III с.; т. II, 534 с.; т. III, 640 с.; т. IV, 504 с.
33. Геология СССР. Том II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М., «Недра», 1963, 540 с.
34. Геология СССР. Том XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. М., «Недра», 1964, 655 с.
35. Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. М., «Недра», 1966, 736 с.
36. Геология СССР. Том XLI. Восточный Казахстан. М., «Недра», 1967, 471 с.
37. Геология СССР. Том XLIV. Западно-Сибирская низменность. М., «Недра», 1964, 275 с.
38. Голубцов В. К., Махнач А. С. Фацци территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, изд-во АН БССР, 1961, 182 с.
39. Горелова С. Г. Фитостратиграфия острогской свиты Кузнецкого бассейна.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. упр., № 3. Новосибирск, 1962, с. 46—53.
40. Горецкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта.— Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. 4. Душанбе, изд-во АН СССР, 1961, с. 65—98.
41. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса.— Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, 1961, с. 7—27. Авт.: В. Б. Горяйов, А. Д. Миклухо-Маклай, Г. С. Поршняков, А. В. Яговкин.
42. Грайзер М. И. Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1967, 147 с.
43. Грайфер Б. И., Романов П. И., Залкинд И. Э. Стратиграфия и литофации кунгурского яруса Пермского Прикамья.— В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 98—105.
44. Грамберг И. С. Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы в связи с их нефтегазоносностью и угленосностью.— Тр. НИИГА, т. 84. Л. Гостоптехиздат, 1958, 216 с.

45. Гуревич К. Я. и др. К характеристике девонских отложений Вольно-Подольской окраины Русской платформы.— Тр. Укр. НИГРИ, вып. 3. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 137—169.
46. Егиазаров Б. Х., Миклухо-Маклай А. Д. Каменноугольные и пермские отложения Корякского нагорья и Пенжинского кряжа.— В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 124—133.
47. Замаренов А. К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. Л., «Недра», 1970, 170 с.
48. Звонарев И. Н., Сендерзон Э. М. Угленосные формации Западной Сибири.— В кн.: Тр. V Всесоюзного литолог. совещ. Новосибирск, 1964, с. 77—97.
49. Игнатъев В. И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Казань, изд-во Казан. ун-та. Часть I, 1962, с. 103—104; часть II, 1963, с. 200—252.
50. Ильина Н. С. и др. Каменноугольные отложения центральных областей Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1958, 65 с.
51. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. Под ред. А. П. Виноградова, В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина. М., «Недра», 1964, 252 с.
52. Калмыкова М. А. О биостратиграфическом разделении морских верхнепалеозойских отложений Дарваза. Докл. АН СССР, т. 127, № 2, 1959, с. 401—414.
53. Каширцев А. С. О верхнепалеозойской фауне Западного Верхоянья и о ее стратиграфическом значении.— В кн.: Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 179—190.
54. Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Изв. вузов, «Геология и разведка», 1963, № 1, с. 11—30.
55. Кинзикаев А. Р. Соотношение структурных планов палеозоя Восточной Татарии.— «Татарская нефть», 1962, № 8, с. 24—26.
56. Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., «Недра», 1970, 111 с.
57. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. П. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М., изд-во АН СССР, 1960, 276 с.
58. Краснов В. И., Ратанов Л. С., Харин Г. С. Литолого-палеогеографические карты девона Саяно-Алтайской области.— В кн.: Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии нижнего и среднего палеозоя Западной Сибири.— Тр. Томского гос. ун-та, т. 202, Томск, изд-во Томского ун-та, 1968, с. 11—125.
59. Криштофович А. Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3, с. 383—405.
60. Кропачев С. М., Круть Н. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963, с. 172—175.
61. Кумпан А. С. Верхний палеозой Восточного Казахстана. М., «Недра», 1966, 245 с.
62. Кушев Г. Л., Радченко М. И. Карбоновые угленосные отложения Казахстана.— В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1964, с. 144—153.
63. Лапкин И. Ю. Нижняя пермь юга Русской платформы.— В кн.: Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы. Харьков, изд-во Харьковского ун-та, 1961, с. 19—49.
64. Лацкова В. Е., Урусов А. В. Закономерности строения пермских отложений бортовой зоны Прикаспийской впадины.— В кн.: Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Саратов, 1965, с. 288—294 (Тр. НВНИИГГ, вып. 3).
65. Литвинович Н. В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. М., изд-во МГУ, 1961, 389 с.

66. Люткевич Е. М. Верхнепермские отложения СССР и связанные с ними бассейны угленакопления.— Вестн. ЛГУ, № 24. «Геология и география», вып. 4, 1960, с. 61—73.
67. Люткевич Е. М., Степанов Д. Л., Тризна В. Б. Пермские отложения Советской Прибалтики.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, вып. 6, 1953, с. 1—13.
68. Макарова Т. В. Пермские отложения центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1957, 111 с.
69. Макарова Т. В., Горнштейн Н. А. Пермские отложения Русской платформы.— Тр. ВНИГНИ, вып. 10. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 52—60.
70. Македонов А. В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций.— В кн.: Сборник статей научных сотрудников Ленинградских геологических учреждений АН СССР, вып. 4, 1961, с. 147—186.
71. Македонов А. В. и др. История угленакопления в Печорском бассейне. М.-Л., «Наука», 1965, с. 9—162.
72. Марков К. К. Палеогеография. М., изд-во МГУ, 1960, 268 с.
73. Масайтис В. Л. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе.— Докл. АН СССР, т. 162, № 3, 1965, с. 636—639.
74. Масайтис В. Л., Михайлов М. В. Среднепалеозойская вулканогенно-осадочная серия Ыгыатганской впадины.— «Геология и геофизика», 1966, № 4, с. 43—54.
75. Машкович К. А. Методика поисков и разведки нефти и газа в Саратовском Поволжье. М., Гостоптехиздат, 1961, 244 с.
76. Меннер В. В. О распределении эвапоритов в среднепалеозойских отложениях Северной Сибири.— Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965, с. 665—669.
77. Меннер В. В. О фациальном и петрографическом составе девонских отложений Северной Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, № 4, 1967, с. 140—141.
78. Методы палеогеографических исследований.— Материалы выездной сессии секции геологии эксп.-геол. совета Гос. геол. комитета СССР совместно с Главной редакцией Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., «Недра», 1964, 264 с.
79. Миклухо-Маклай К. В. Верхнепермские отложения Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ по геологии европейской территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 60—78.
80. Миклухо-Маклай А. Д., Муратов М. В. О каменноугольных и пермских породах Горного Крыма.— Изв. вузов, «Геология и разведка», 1958, № 8, с. 30—35.
81. Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л., изд-во ЛГУ, 1963, 328 с.
82. Микунов М. Ф. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Алтая и юго-западной части Калбинского хребта.— Тезисы докл. Совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, изд-во ФАН КазССР, 1957, с. 101—103.
83. Моргунов Ю. Г., Славин В. И. Пермские отложения Северной Осети.— Докл. АН СССР, т. 149, № 2, 1963, с. 392—395.
84. Наливкин Д. В. Палеогеография перми СССР. XVII сессия Межд. геол. конгр. Тезисы докладов, М., Гостоптехиздат, 1937, 81 с.
85. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.-Л., изд-во АН СССР, т. I, 1955, 54 с., т. II, 1956, 393 с.
86. Нейбург М. Ф. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-Восточного Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол. 1951, № 5, с. 86—96.
87. Нейбург М. Ф. О тушамской свите Тунгусского бассейна — аналоге острогской свиты Кузбасса.— Докл. АН СССР, т. 110, № 2, 1956, с. 267—268.
88. Нейбург М. Ф. Фитостратиграфические горизонты Кузнецкого бассейна и их аналоги в смежных областях.— В кн.: Вопросы геологии Кузбасса. т. I, М., Углетехиздат, 1956, с. 86—98, 1 табл.
89. Нестоянова О. А. К палеогеографии девона восточного склона Южного Урала.— Тр. ВСЕГЕИ, вып. 28, общая серия. Л., Госгеолтехиздат, 1960, с. 101—110.

90. Нехорошев В. П. Выделение Сибирской и Киргизской нижнекаменноугольных фаунистических провинций на основании изучения мшанок.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ, палеонт. и страт., сб. 5, Л., Госгеолтехиздат, 1958, с. 134—154.
91. Никольский В. М. Условия образования и угленосность Кокуйского каменноугольного месторождения.— В сб.: Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР, вып. II, М., изд-во АН СССР, 1959, с. 94—105.
92. Новик Е. О. Подразделение по флоре верхневизейских и намюрских отложений юго-запада европейской части СССР.— В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР, М., «Наука», 1965, с. 174—176.
93. Ноинский М. Э. Некоторые данные относительно строения и фациального характера казанского яруса в Приказанском районе.— Изв. Геол. ком., т. 3, 1924, с. 565—622.
94. Одокий Б. Н., Бунеев В. Н., Беляев В. И. Проявления верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области. Тр. III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1966, с. 208—212.
95. Осипова А. И. О комплексном палеоэкологическом и литологическом изучении подмосковного нижнего карбона.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР, вып. 5, М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 88—93.
96. Осипова А. И., Бельская Т. Н. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы.— «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5, с. 118—142.
97. Палеогеография центральной части Советской Арктики.— Тр. НИИГА, т. 150, Л., «Недра», 1967, 299 с.
98. Стратиграфия СССР. Пермская система. М., «Недра», 1966, 536 с.
99. Петренко А. А. Восточноуральский пояс нижекарбонového угленакопления.— В кн.: Тр. Лаборатории геологии угля, т. 1, Л., Госгеолтехиздат, 1953, с. 7—10.
100. Петренко А. А. Стратиграфическое сопоставление, угленосность и условия образования каменноугольных отложений восточного склона Урала и Казахстана.— В кн.: Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР, М.-Л., изд-во АН СССР, 1961, с. 5—64.
101. Петренко А. А. Общая характеристика угленосных формаций.— В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР, М.-Л., изд-во АН СССР, 1961, 524 с.
102. Познер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. Волго-Уральская область. Каменноугольные отложения.— Тр. ВНИГРИ, вып. 112, Л., Госгеолтехиздат, 1957, 288 с.
103. Познер В. М., Храмов А. Н. К вопросу о синхронизации переломных моментов в развитии каменноугольной флоры. Проблемы стратиграфии карбона.— В кн.: Тр. Межведомственного стратиграфического комитета СССР, т. 4, М., «Наука», 1970, с. 57—63.
104. Поливко И. А. Фаши, мощности и условия залегания пород наровского горизонта в Латвии.— В кн.: Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя Прибалтики. Рига, изд-во «Зинатне», 1967, с. 16—25.
105. Попов Ю. Н. Верхнекаменноугольные амmonoидеи Орулганского хребта.— В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Советской Арктики. Л., Госгеолтехиздат, 1960, с. 82—93. (Тр. НИИГА, т. III).
106. Проект схемы корреляции основных разрезов девонских, каменноугольных и пермских отложений Юго-Запада Русской платформы. Киев, изд-во АН УССР, 1963, 74 с.
107. Пронин А. А. Карбон восточного склона Среднего Урала. М.-Л., изд-во АН СССР, 1960, 231 с.
108. Пронин А. А. Основные черты палеогеографии и палеотектоники карбонového этапа угленакопления на восточном склоне Урала.— Тр. ГГН УФАН СССР, вып. 46. Свердловск, изд-во УФАН СССР, 1960, с. 23—42.
109. Пятнов К. К., Бухарин А. К., Хайруллина Т. И. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений части Центральных Кызыл-Кумов.— Тр. Узб. ГУ, сб. 1, геология. М., «Недра», 1960, с. 17—25.

110. Радченко Г. П. К вопросу о первом проявлении ботанико-географической и климатической зональности в Северной Евразии.— В кн.: Вопросы палеобигеографии и биостратиграфии. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 42—63. (Тр. I сессии ВПО).

111. Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана 12—17 мая 1958 г. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1958, 40 с.

112. Решение коллоквиума по брахиоподам и гониатитам среднего, верхнего карбона и нижней перми Таймыра, Верхоянья, Северо-Востока СССР и Забайкалья, состоявшегося в Ленинграде (ВСЕГЕИ) 29 марта—2 апреля 1965 г.— Постановления МСК. ОНТИ ВИЭМС, Л., 1966, с. 50—62.

113. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1958, 51 с.

114. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат, 1959, 66 с.

115. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М., Гостоптехиздат, 1963, 59 с.

116. Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. 1962 г. Л., 1965, 79 с., 18 сх.

117. Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, изд. АН УзССР, 1959, 130 с.

118. Решения совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, М., Гостоптехиздат, 1962, 48 с.

119. Ржонсницкая М. А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Л., «Недра», 1968, 288 с.

120. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира.— «Советская геология», 1954, сб. 41, с. 46—76.

121. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Каменноугольные литологические формации мира.— «Советская геология», 1955, сб. 48, с. 92—118.

122. Севрюгин А. Н. Геологическое строение Присемипалатинского района.— «Советская геология», 1959, № 8, с. 15—32.

123. Семихатова С. В., Сытова В. А. К стратиграфии и геологической истории девона и карбона на Русской платформе. М.-Л., Гостоптехиздат, 1951, 177 с.

124. Сергунькова О. И. Стратиграфия палеозоя западной оконечности Таласского Алатау.— В кн.: Материалы по геологии Средней Азии, вып. 1, Ташкент, ОНТИ, 1933, с. 25—35.

125. Сикстель Т. А. К истории развития наземных флор палеозоя на территории Средней Азии.— Тр. Ташкент, ун-та, вып. 180, Ташкент, изд-во Ташкент. ун-та, 1960.

126. Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.-Л., изд-во АН СССР, 1962, 268 с.

127. Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Л., изд-во ЛГУ. 1966, 166 с.

128. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967, 232 с.

129. Славин В. И. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, т. 134, № 5, 1960, с. 1184—1187.

130. Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. Средний карбон.— Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 22. М., изд-во АН СССР, 1953, с. 3—34.

131. Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус.— Тр. ГГИ УФАН СССР вып. 29. Свердловск, изд-во УФАН СССР, 1957, 120 с.

132. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век.— Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 60, Свердловск, изд-во УФАН СССР, 1961, 84 с.

133. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век.— Тр. ИГН УФАН СССР. Свердловск, изд-во УФАН СССР, 1967, 250 с.

134. Соломина Р. В. К стратиграфии пермских отложений Северного Хараулаха.— Информ. бюлл. НИИГА, вып. 17, Л., 1959, 21 с.
135. Сласский Н. Я. Пути распространения девонских четырехлучевых кораллов.— Зап. ЛГУ, т. 53, вып. 2. Стратиграфия и палеогеография. 1967, с. 51—68.
136. Стааль М. Б. и др. К стратиграфии верхнекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья.— «Советская геология», 1956, сб. 52, с. 128—135.
137. Стратиграфия и палеогеография девона Саяно-Алтайской складчатой области.— Тр. ВСЕГЕИ. Л., «Недра», 1968, 159 с.
138. Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, изд-во СОАН СССР, 1967, 253 с.
139. Стратиграфия Узбекской ССР. Кн. 1. Палеозой. Ташкент, «Наука», 1965, 395 с.
140. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., изд-во АН СССР, т. I, 1960, 212 с., т. II, 1960, 570 с., т. III, 1962, 550 с.
141. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.
142. Сувейздис П. И. Верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы.— В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, изд-во АН ЛитССР, 1963, с. 225—343.
143. Тамразян Г. П. О периодических изменениях климата и некоторых вопросах палеогеографии.— «Советская геология», 1959, № 7, с. 143—149.
144. Тихвинская Е. И. Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109-го листа.— Тр. Москов. ГУ, вып. 31, I и II ч. М., ГОНТИ, 1939, с. 39—150.
145. Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. Т. I.— Уч. зап. Казан. ун-та, т. 106, кн. 4, 1948, 354 с.; т. II — то же, т. 112, кн. 2, 1952, с. 137—143.
146. Тихвинский И. Н. Строение и условия образования нижнеказанских отложений Ульяновского Поволжья.— Изв. Казан. фил. АН СССР, серия геол., 1959, № 7, с. 341—356.
147. Тихвинский И. Н. Основные стратиграфии нижнепермских отложений Волго-Вятского междуречья и прилегающих районов.— Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965, с. 654—657.
148. Тихий В. Н. Оценка перспектив нефтеносности девона на юго-востоке Русской платформы.— «Новости нефтяной техники», геол., 1948, № 1, с. 2—3.
149. Тихий В. Н. Девон Казани.— Докл. АН СССР, т. 78, № 4, 1951, с. 753—756.
150. Тихий В. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения.— Тр. ВНИГРИ, вып. 106, Л., Гостоптехиздат, 1957, 242 с.
151. Тихий В. Н. Основные черты истории девонского периода на территории СССР.— Intern. Symp. on the Devonian System. Calgary, 1967, с. 349—358.
152. Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., «Недра», 1967, 267 с.
153. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Л., 1968, 154 с., 32 сх.
154. Устрицкий В. И. О границе нижней и верхней перми на основании изучения этих отложений в Арктике.— В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 210—215.
155. Устрицкий В. И., Черняк Г. Е. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра.— Тр. НИИГА, т. 134, Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 137—139.
156. Урусов А. В. и др. Новые данные по стратиграфии и перспективам нефтегазоносности пермских и триасовых отложений Волгоградской области.— Тр. ВНИИНГ, вып. 3. Л., «Недра», 1965, с. 112—131.
157. Фивег М. П. Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распространения его членов.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 167—174.

158. Форш Н. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус.—Тр. ВНИГРИ, серия 1, вып. 92, 1955, 156 с.
159. Форш Н. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми.—Докл. АН СССР, т. 137, № 1, 1961, с. 154—157.
160. Форш Н. Н. Мелководные морские и лагунные отложения Казанского бассейна на востоке Русской платформы. М., изд-во АН СССР, 1963, с. 187—198.
161. Форш Н. Н. Стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических палеомагнитных и палеонтологических данных.—Тр. ВНИГРИ, вып. 204, Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 175—211.
162. Харин Г. С. Древние коры выветривания западной части Алтае-Саянской области.—В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 86—91 (Тр. СНИИГГИМС, вып. 66).
163. Хисамутдинов М. Г. Формационные комплексы Зайсанской геосинклинальной области.—Тр. ВСЕГЕИ, том III. Л., Госгеолтехиздат, 1964, с. 37—51.
164. Храмов А. Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы.—Тр. ВНИГРИ, вып. 204. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 145—174.
165. Черкесова С. В. и др. Тарейский нижнедевонский опорный разрез (Центр. Таймыр).—Тр. НИИГА, серия палеонт., вып. 22. Л., «Недра», 1968, с. 5—35.
166. Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, вып. 91, Л., Гостоптехиздат, 1955, 406 с.
167. Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в диантскую эпоху.—Тр. МГРИ, т. 12, М.-Л., ГОНТИ, 1938, с. 3—111.
168. Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. М., Гостоптехиздат, 1954, 77 с.
169. Эйно́р О. Л. Основные черты палеогеографии Сибири в каменноугольном и пермском периодах.—В кн.: Вопросы палеобιοгеографии и биостратиграфии. Л., Госгеолтехиздат, 1957, с. 81—90 (Тр. I сессии ВПО).
170. Эйно́р О. Л., Василюк Н. П., Войновский-Кригер К. Г. Биопалеогеография СССР в каменноугольном периоде.—Тр. VII сессии ВПО. Л., Госгеолтехиздат, 1963.
171. Эйно́р О. Л. и др. Биогеография территории Советского Союза в каменноугольном периоде.—В кн.: Вопросы закономерности и формы развития органич. мира. М., «Недра», 1964, с. 195—206.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Девонский период	8
Введение	8
Стратиграфическая корреляция разрезов. (М. А. Ржонсницкая, В. Н. Тихий)	10
Палеогеография. (В. Н. Тихий)	12
Ранний девон	12
Средний девон	19
Эйфельский век	19
Живетский век	25
Поздний девон	31
Франкий век	31
Фаменский век	37
Палеотектоника	41
Силур — ранний девон. (Н. Н. Предтеченский, В. Н. Тихий)	41
Средний — поздний девон. (В. Н. Тихий)	45
Палеогеография отдельных районов, палеоэкология и условия накопления полезных ископаемых	52
О палеогеографической реконструкции эвгеосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня для девонского периода. (А. И. Гончаров)	52
Палеоэкология фауны позднедевонских морей Кузнецкой котловины. (Т. Н. Бельская)	54
Бокситы восточного склона Урала. (Р. И. Ерошевская)	55
Соленаккумуляция в Днепровско-Донецкой впадине в девонском периоде. (М. В. Чирвинская)	57
Соленаккумуляция в Припятской впадине в девонском периоде. (Ю. И. Луинович, В. З. Кислик)	59
Распределение органического вещества в нефтематеринских толщах девона и нижнего карбона Волго-Уральской нефтеносной области. (М. К. Калинин, С. П. Максимов, К. Ф. Родионова)	60
Каменноугольный период	62
Введение	62
Стратиграфическая корреляция разрезов. (В. М. Познер)	64
Палеогеография. (В. М. Познер)	67
Ранний карбон	67
Турнейский век	67
Визейский век	72
Намюрский век	79
Средний карбон	83
Башкирский век	83
Московский век	87
Поздний карбон	91
Палеотектоника. (В. М. Познер)	95
Ранний карбон	95
Средний — поздний карбон	100
Палеогеография отдельных районов, палеоэкология и условия накопления полезных ископаемых	104
Палеоэкология бентоса в раннекаменноугольных морях Московской синеклизы. (А. И. Осипова, Т. Н. Бельская, Е. В. Фомина)	104
Растительные ландшафты среднего карбона юга европейской части СССР. (О. П. Фисуненко)	108
Угленаккумуляция в Кузнецком угленосном бассейне в карбоне и перми. (И. Н. Звонарев, Э. М. Сендерзон, В. Ф. Шугуров)	112
Бокситы, огнеупорные глины и угли северо-западной окраины Подмосквовного бассейна. (В. С. Кофман)	115
Бокситы Северо-Онежского района. (Э. А. Кальберг)	118
Пермский период	120
Введение	120
Стратиграфическая корреляция разрезов. (В. Д. Наливкин, Н. Н. Форш)	122
Палеогеография	126
Ранняя пермь	126
Ассельский и сакмарский века. (В. Д. Наливкин)	126
Артинский и кунгурский века. (В. Д. Наливкин)	134
Поздняя пермь	138
Уфимский и казанский века. (Н. Н. Форш)	138

Татарский век. (Н. Н. Фори)	144
Палеотектоника	148
Ранняя пермь. (В. Д. Наливкин)	148
Поздняя пермь и ранний триас. (Н. Н. Фори)	152
Палеогеография отдельных районов и условия накопления полезных ископаемых	157
Послойный литолого-палеогеографический анализ казанских отложений востока Восточно-Европейской платформы. (Н. Н. Фори)	157
Угленакпление в Печорском угленосном бассейне в пермском периоде. (А. В. Македонов)	165
Соленакпление в Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западной окраине Донбасса в пермском периоде. (С. М. Корневский)	167
Соленакпление на востоке Восточно-Европейской платформы в иреньское время. (М. П. Фивег, Н. И. Банера)	168
Список литературы	170
Приложения 1—21 (вкладки).	

Министерство геологии СССР
Академия наук СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

Объяснительная записка
к Атласу литолого-палеогеографических карт
СССР

ТОМ 2

Девонский, каменноугольный, пермский периоды

Редактор издательства *З. А. Смирнова*

Технический редактор *Е. С. Сычева*

Переплет художника *Г. А. Петрова*

Корректор *Л. М. Кауфман*

Сдано в набор 6/VIII 1974 г. Подп. в печ. 22/XI 1974 г.
Т-20013. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Печ. л. 16,75 (с 21 вкл.). Усл. печ. л. 23,45.
Уч.-изд. л. 20,69. Тираж 1200 экз. Заказ 670/11571-1.
Цена 2 р. 42 к. с приложением.

Издательство «Недра», Москва, К-12,

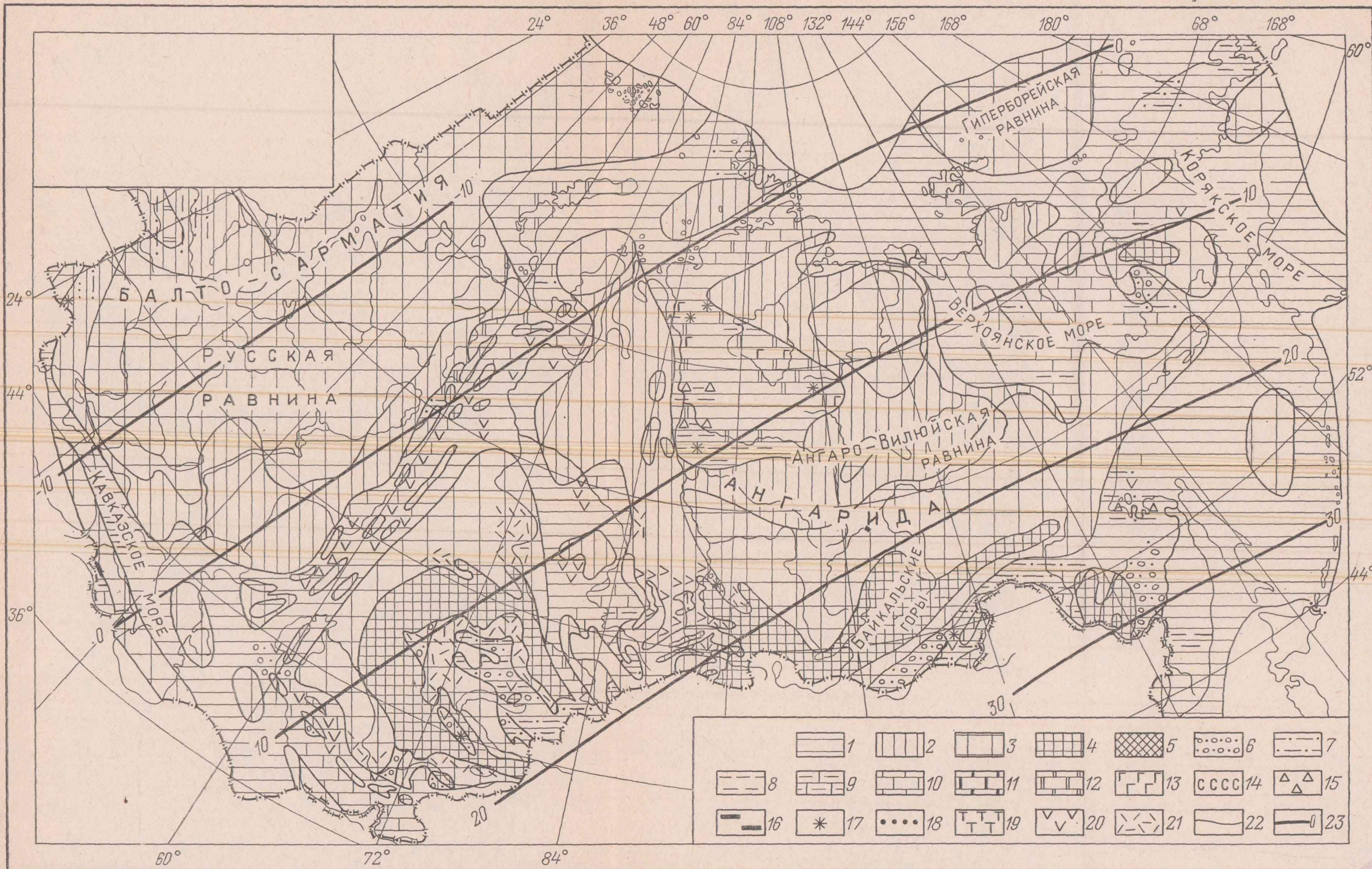
Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская картографическая фабрика объединения
«Аэрогеология»

4736

27/12/1911
CITY OF NEW YORK

NEW YORK

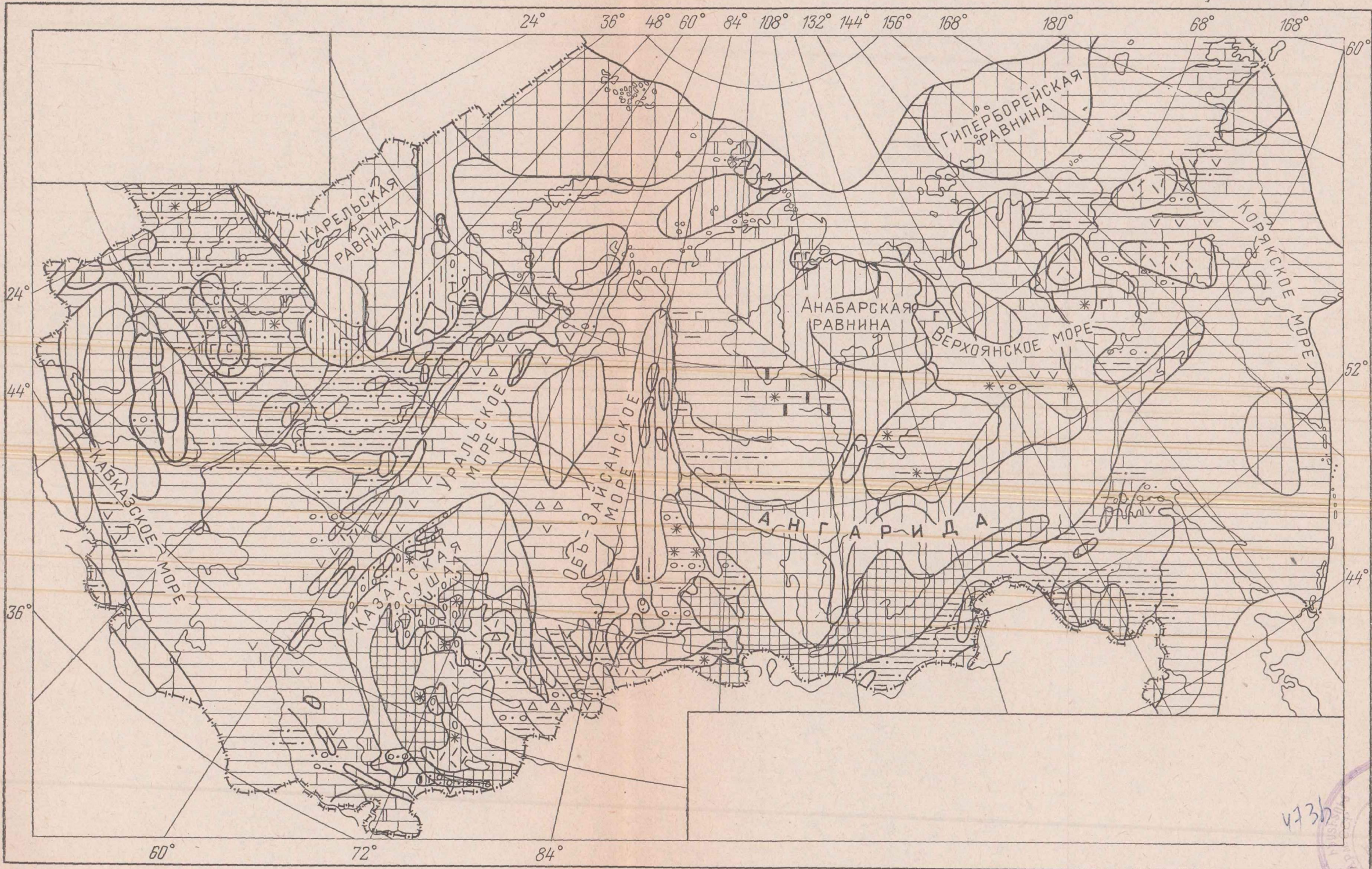


ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕДЕВОНСКОЙ ЭПОХИ

1 — море, а также крупные засоленные и опресненные водоемы; 2 — равнина и равнина, временами заливавшаяся морем; 3 — холмистая равнина, плато, нагорья, возвышенная равнина; 4 — горы низкие; 5 — горы высокие; 6 — галечники и пески; 7 — алевролиты, песчаные глины и глинистые пески; 8 — глины; 9 — мергели, глинистые известняки; 10 — известняки; 11 — битуминозные известняки; 12 — доломиты; 13 — гипсы; 14 — соли; 15 — кремнистые породы; 16 — угли; 17 — красноцветность; 18 — барьерные рифы; 19 — районы преимущественно наземной платформенной вулканической

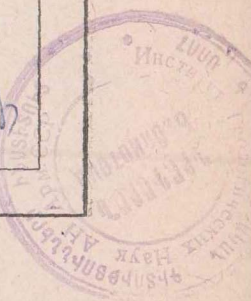
деятельности с продуктами траппового типа; 20 — районы преимущественно подводной геосинклинальной вулканической деятельности с продуктами основного и среднего состава; 21 — районы преимущественно наземной орогенной вулканической деятельности с продуктами кислого и среднего состава; 22 — границы распространения литологических комплексов; 23 — палеомагнитные широты (в градусах). Знаки, обозначающие литологию, нанесены параллельно штриховке, обозначающей моря и крупные водоемы (горизонтальная), а также наземное осадконакопление (вертикальная)

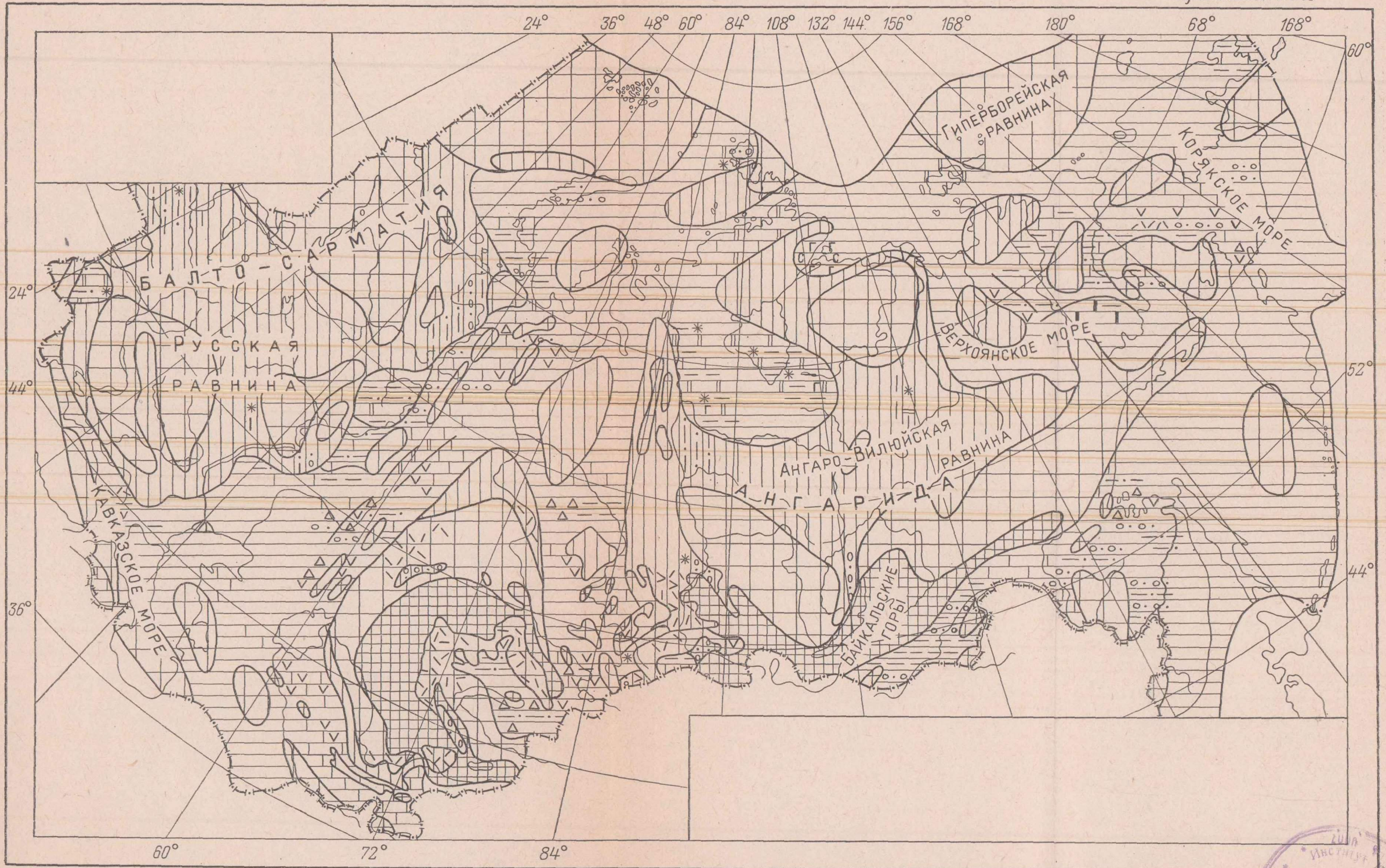




ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ЖИВЕТСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1

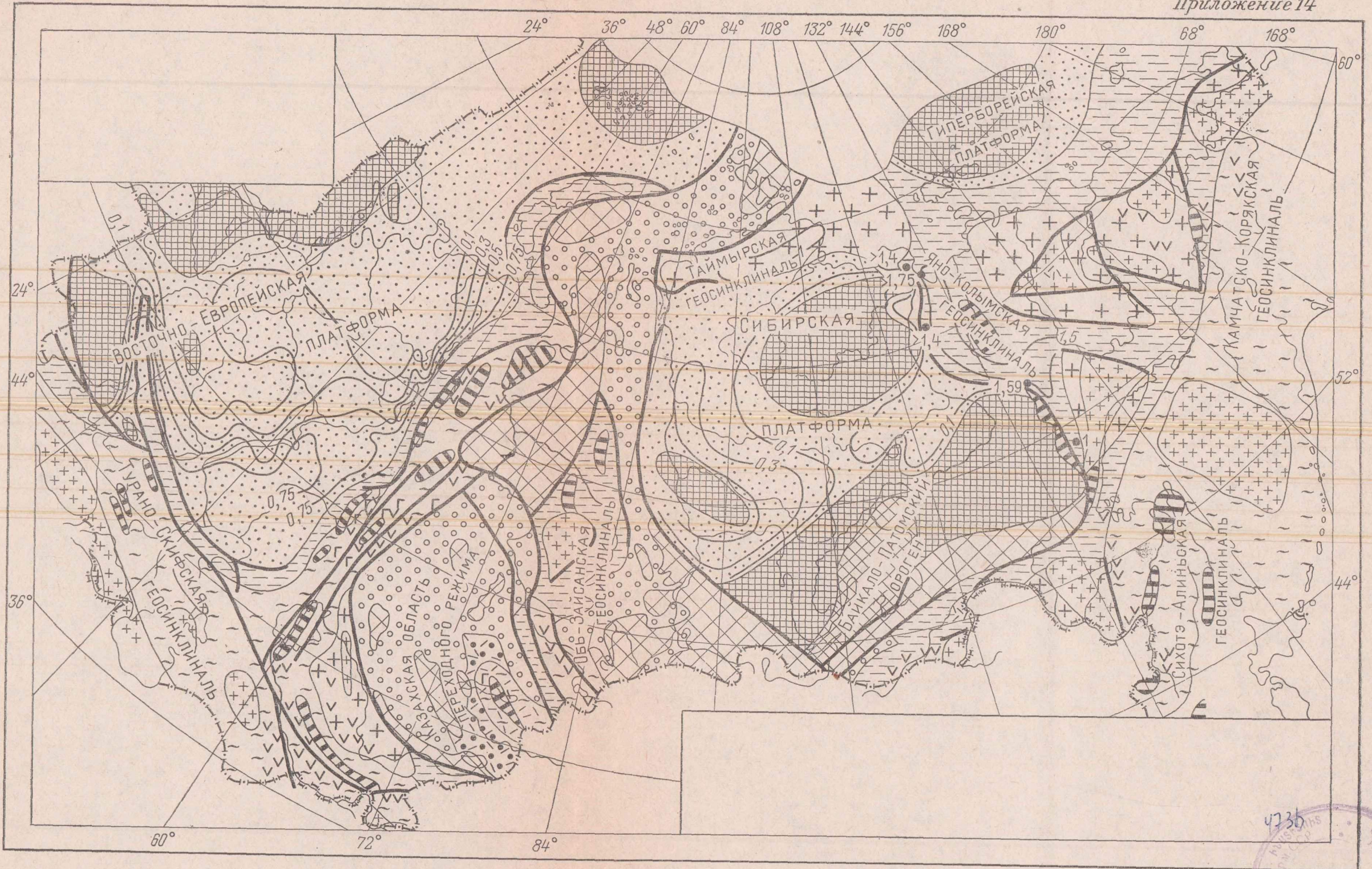
4736





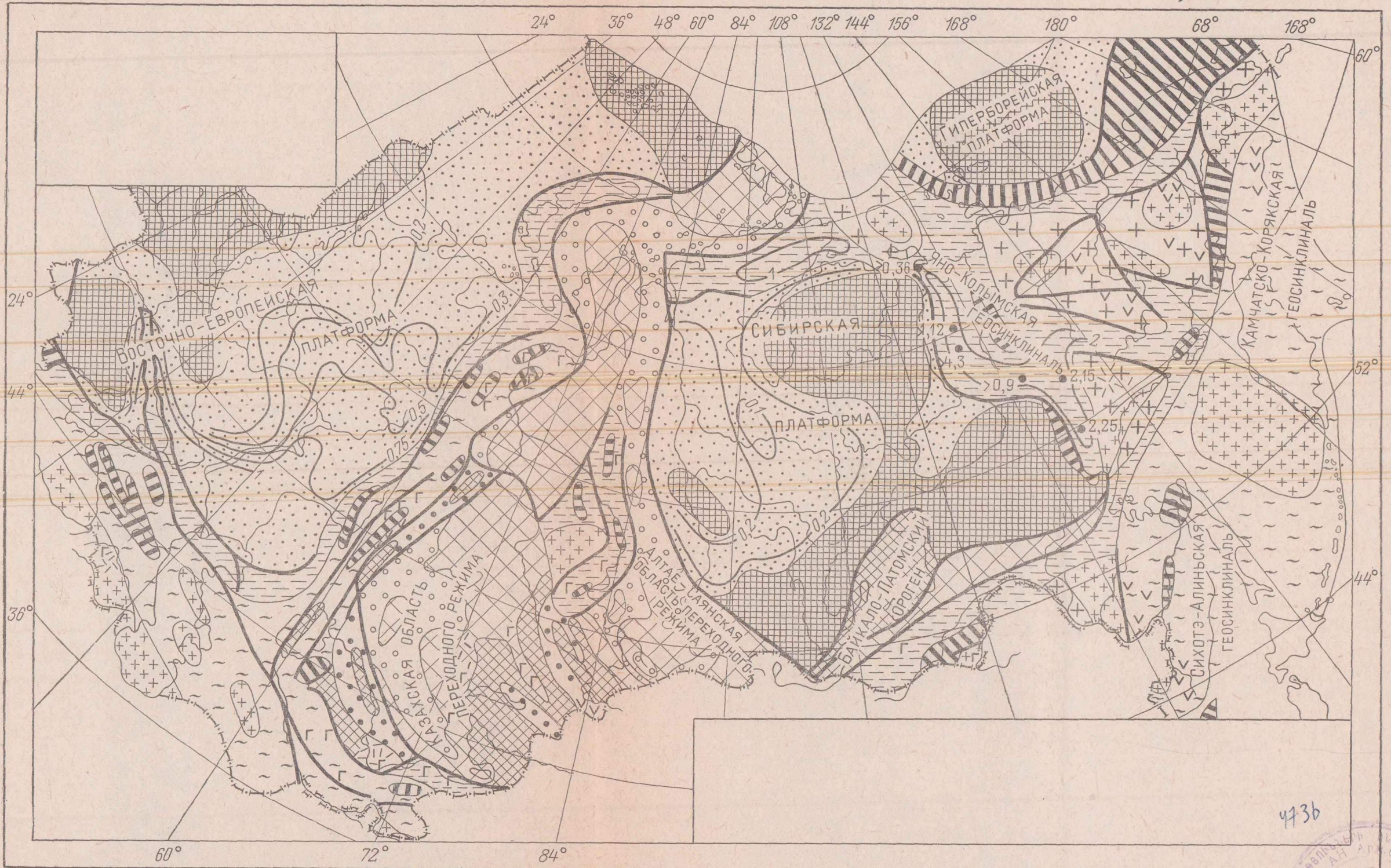
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ЭЙФЕЛЬСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1





ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ ЭПОХИ
Условные обозначения см. прилож. 6

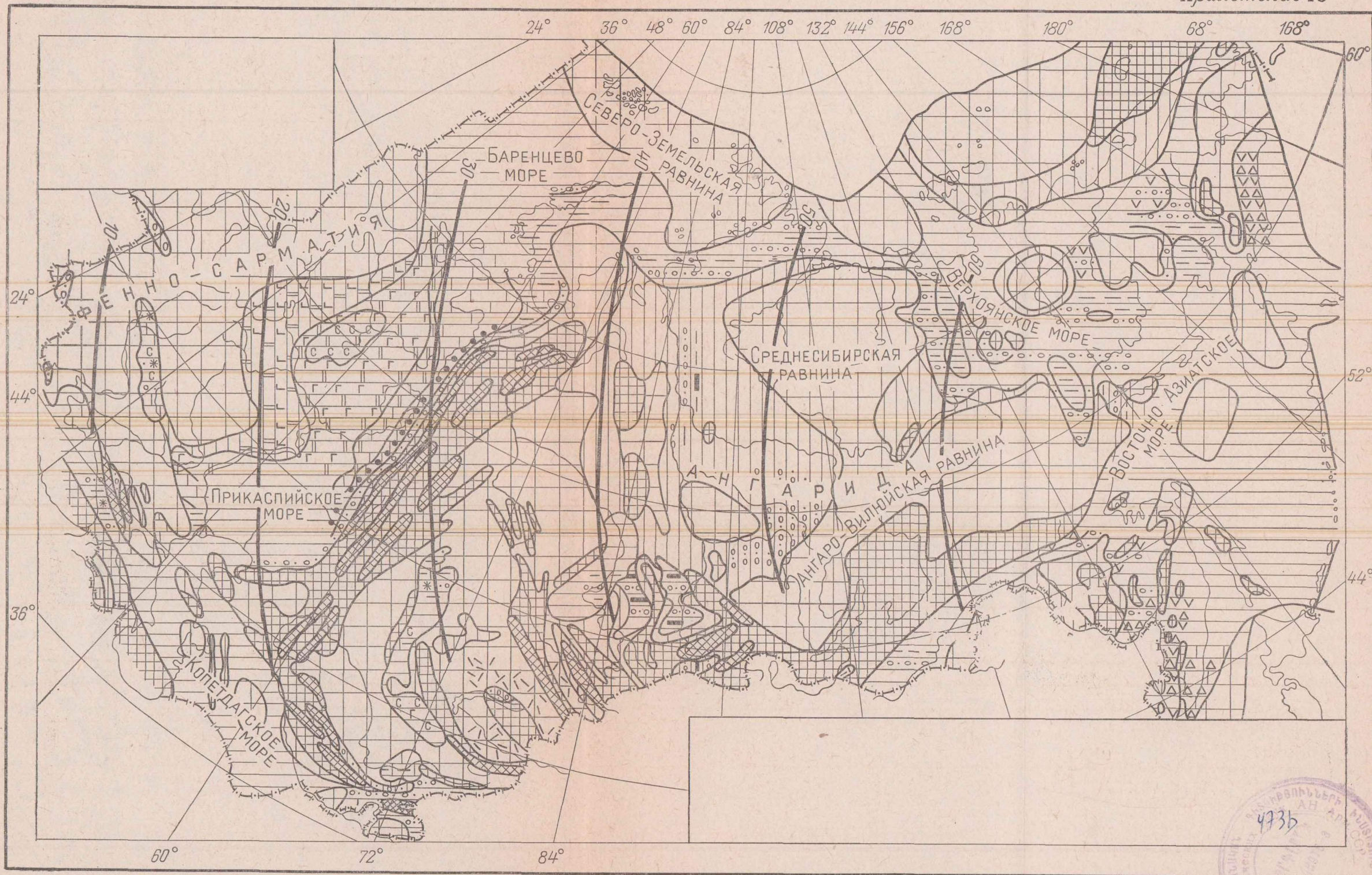




ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ ЭПОХ
Условные обозначения см. прилож. 6

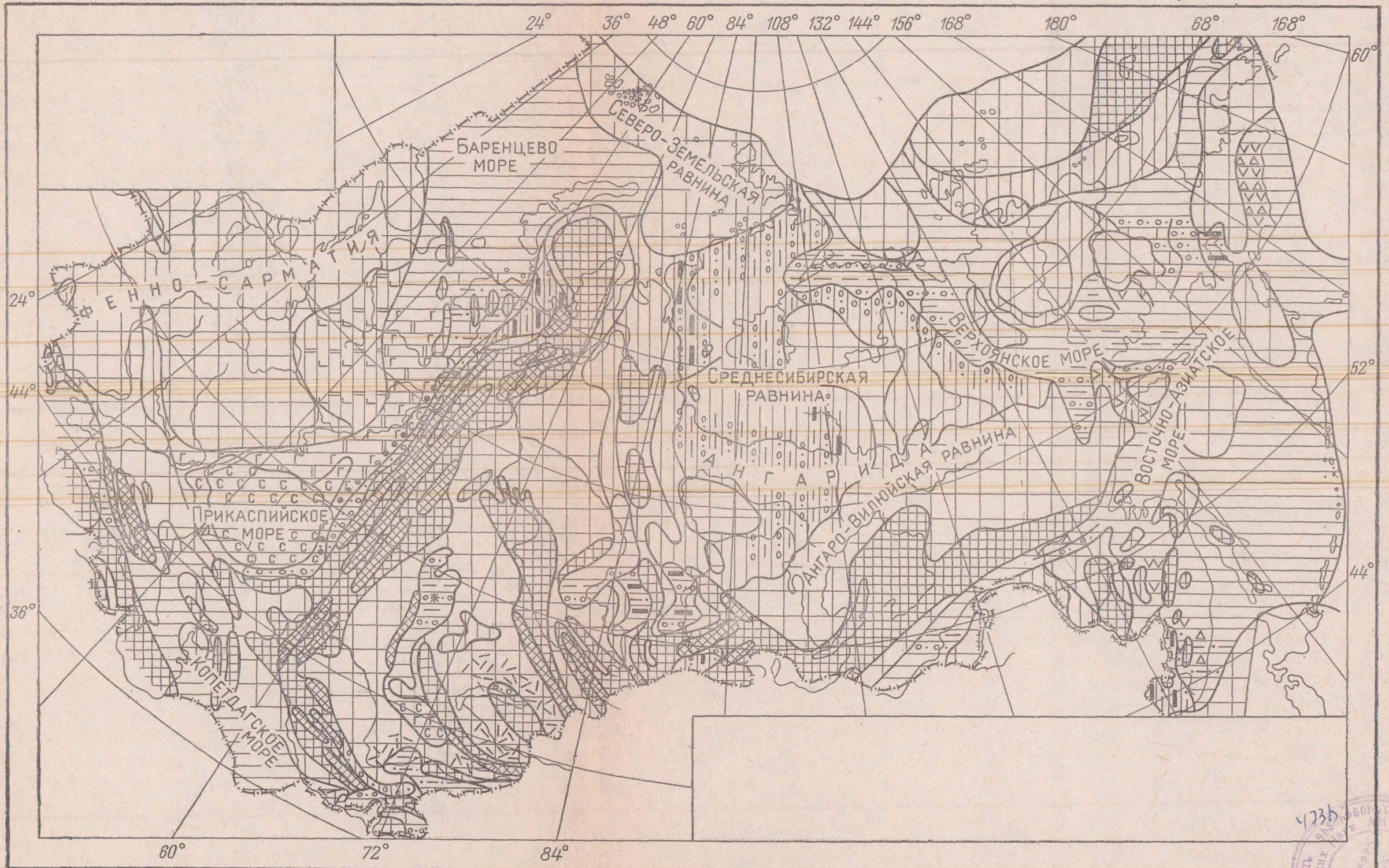
4736



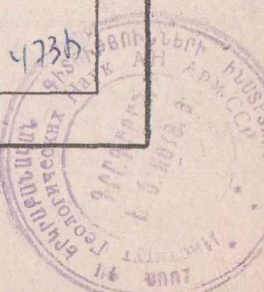


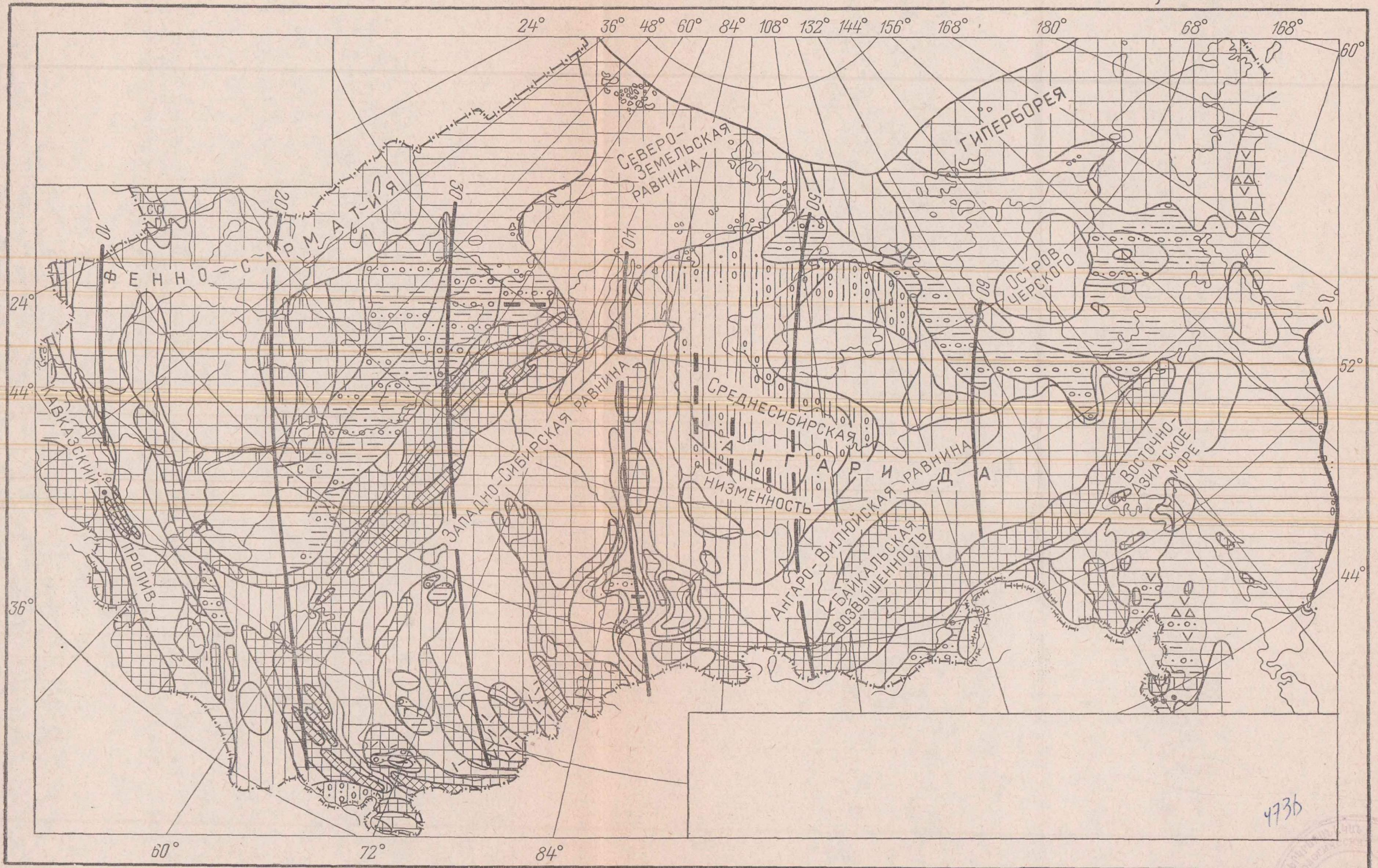
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АССЕЛЬСКОГО И САКМАРСКОГО ВЕКОВ
Условные обозначения см. прилож. 1





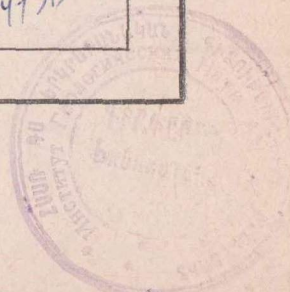
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АРТИНСКОГО И КУНГУРСКОГО ВЕКОВ
Условные обозначения см. прилож. 1

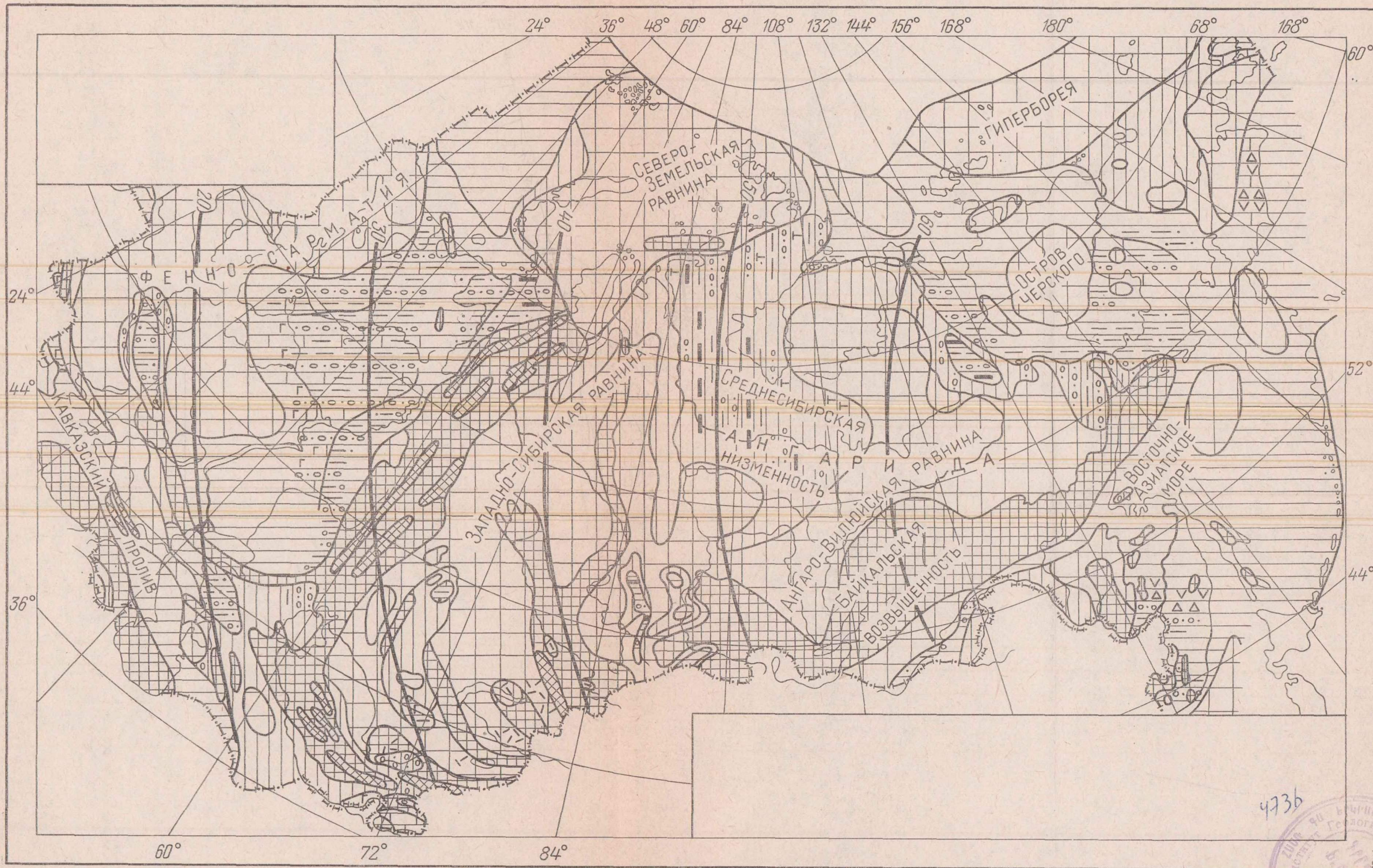




4736

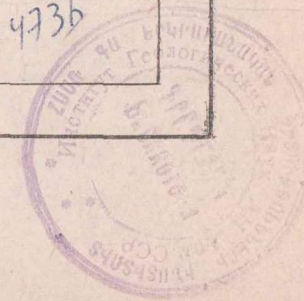
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА УФИМСКОГО И КАЗАНСКОГО ВЕКОВ
Условные обозначения см. прилож. 1

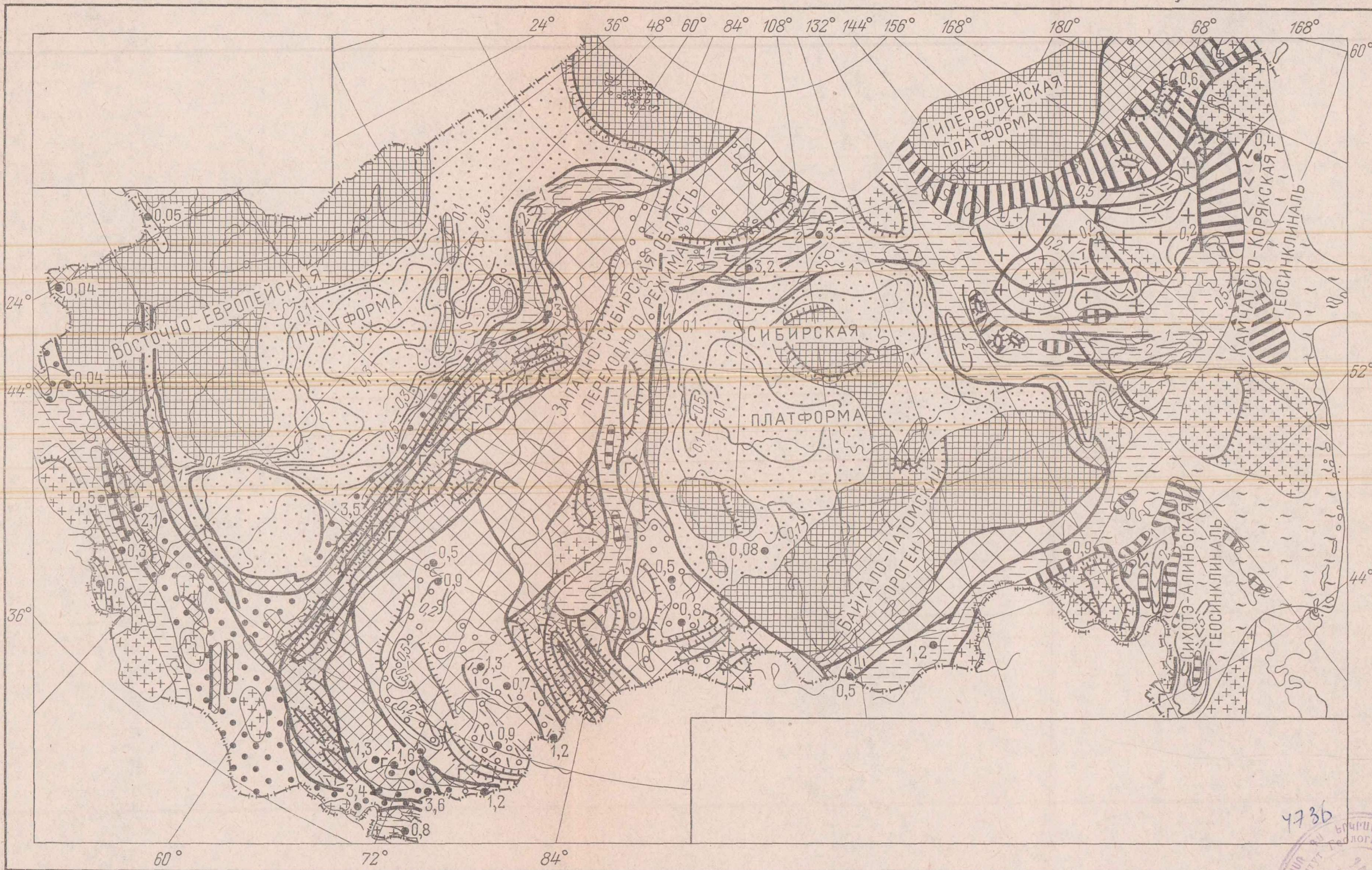




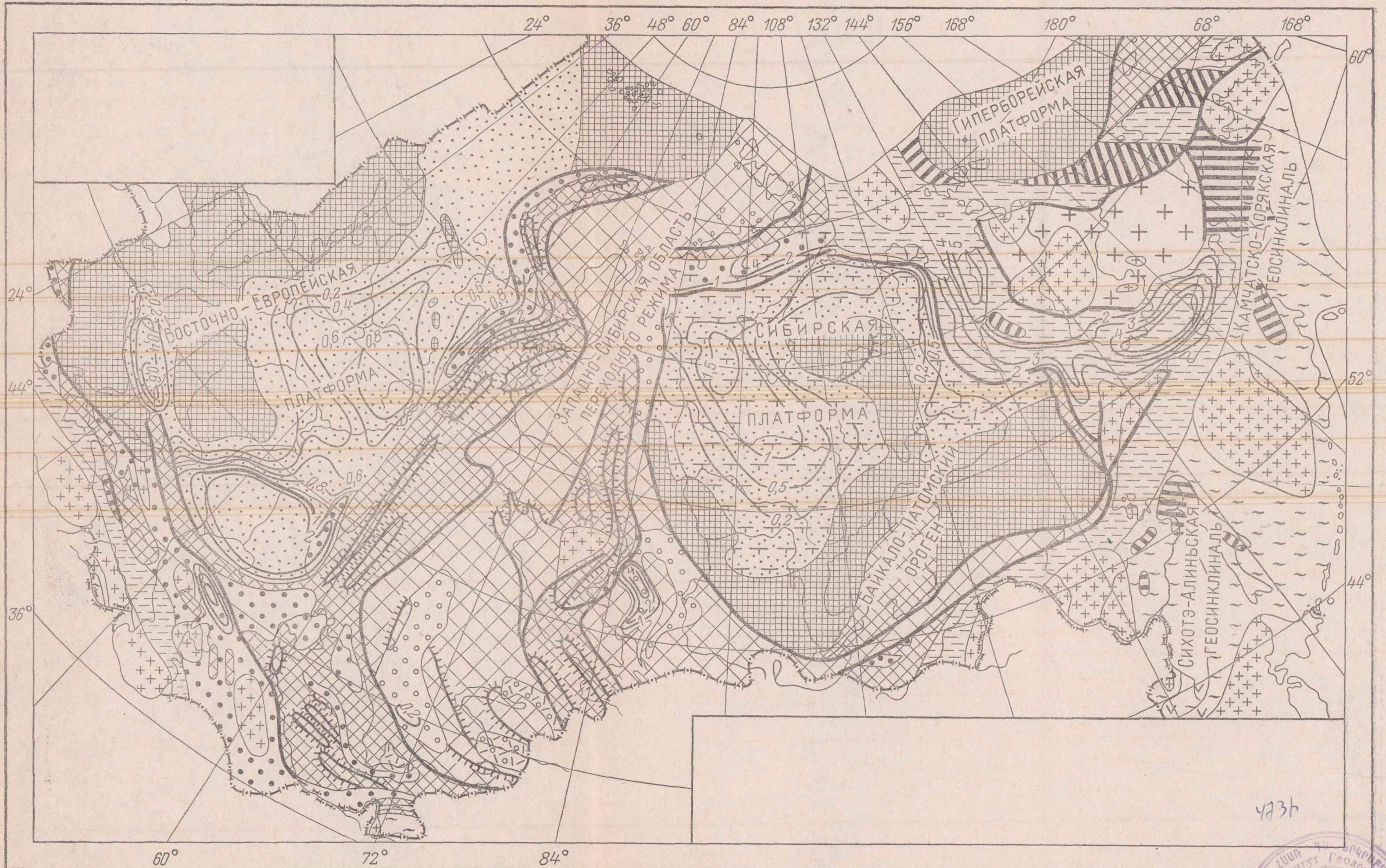
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ТАТАРСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1

4736





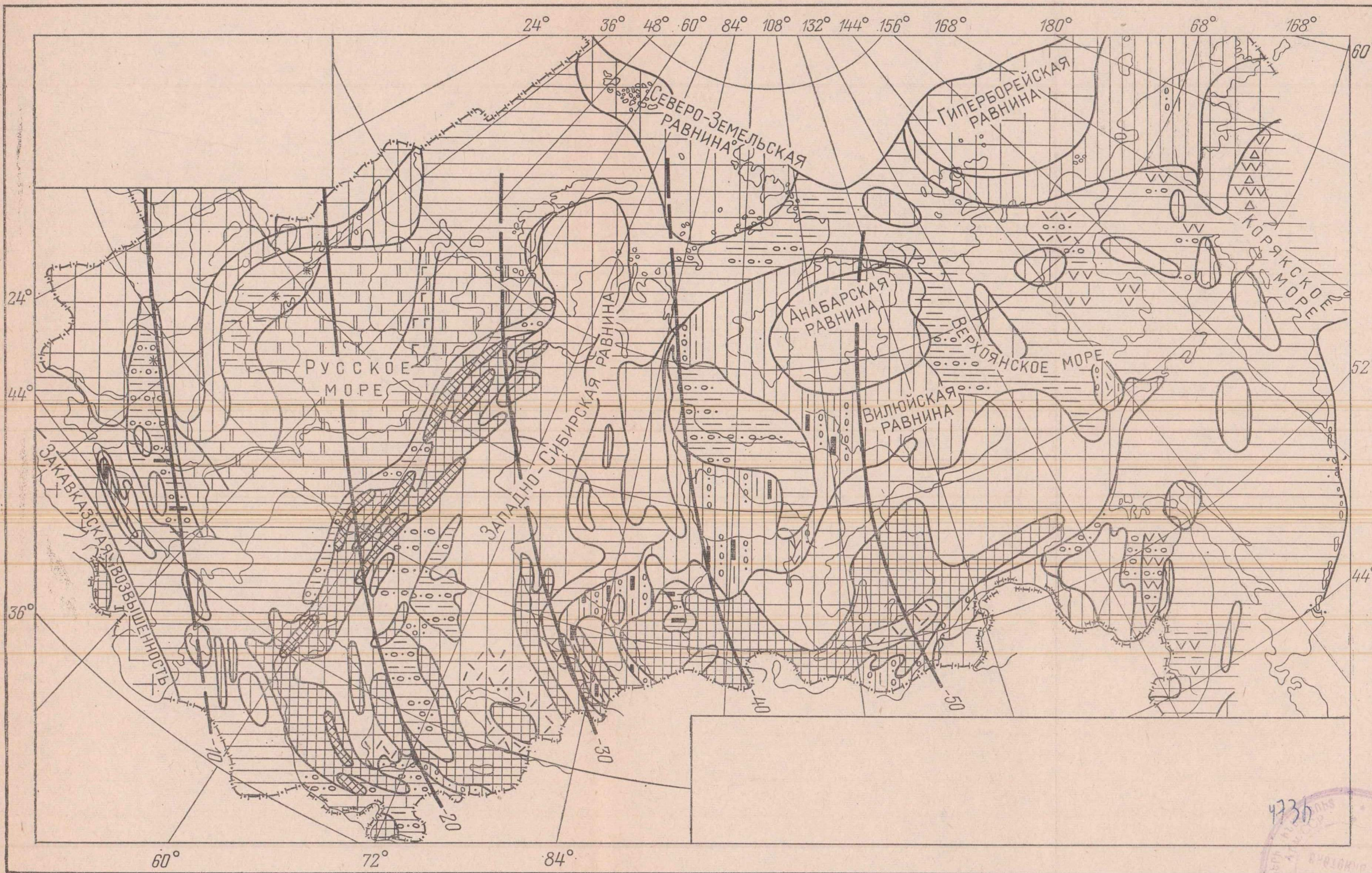
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕПЕРМСКОЙ ЭПОХИ
Условные обозначения см. прилож. 6



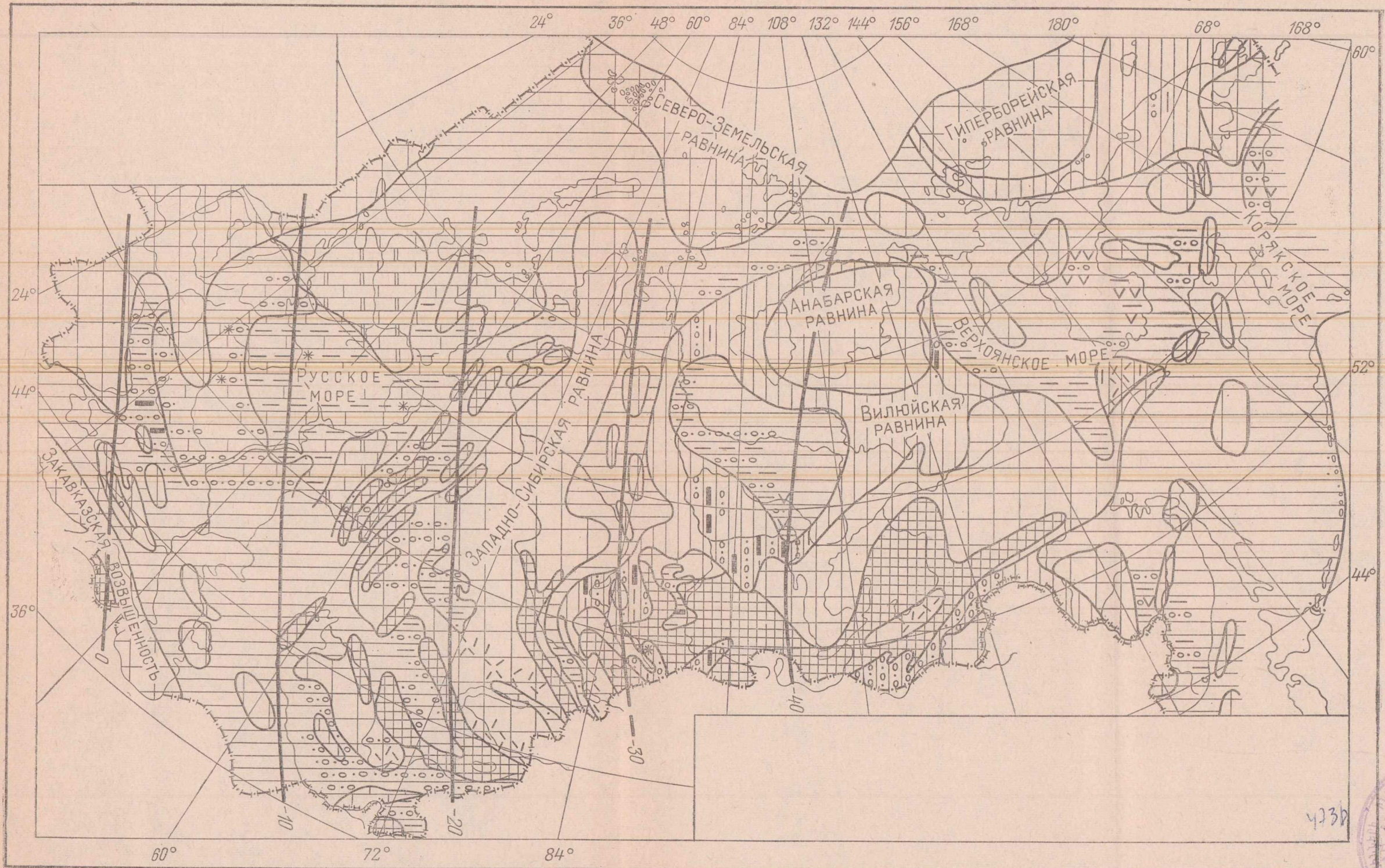
4236

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ПОЗДНЕПЕРМСКОЙ И РАННЕТРИАСОВОЙ ЭПОХ
Условные обозначения см. прилож. 6



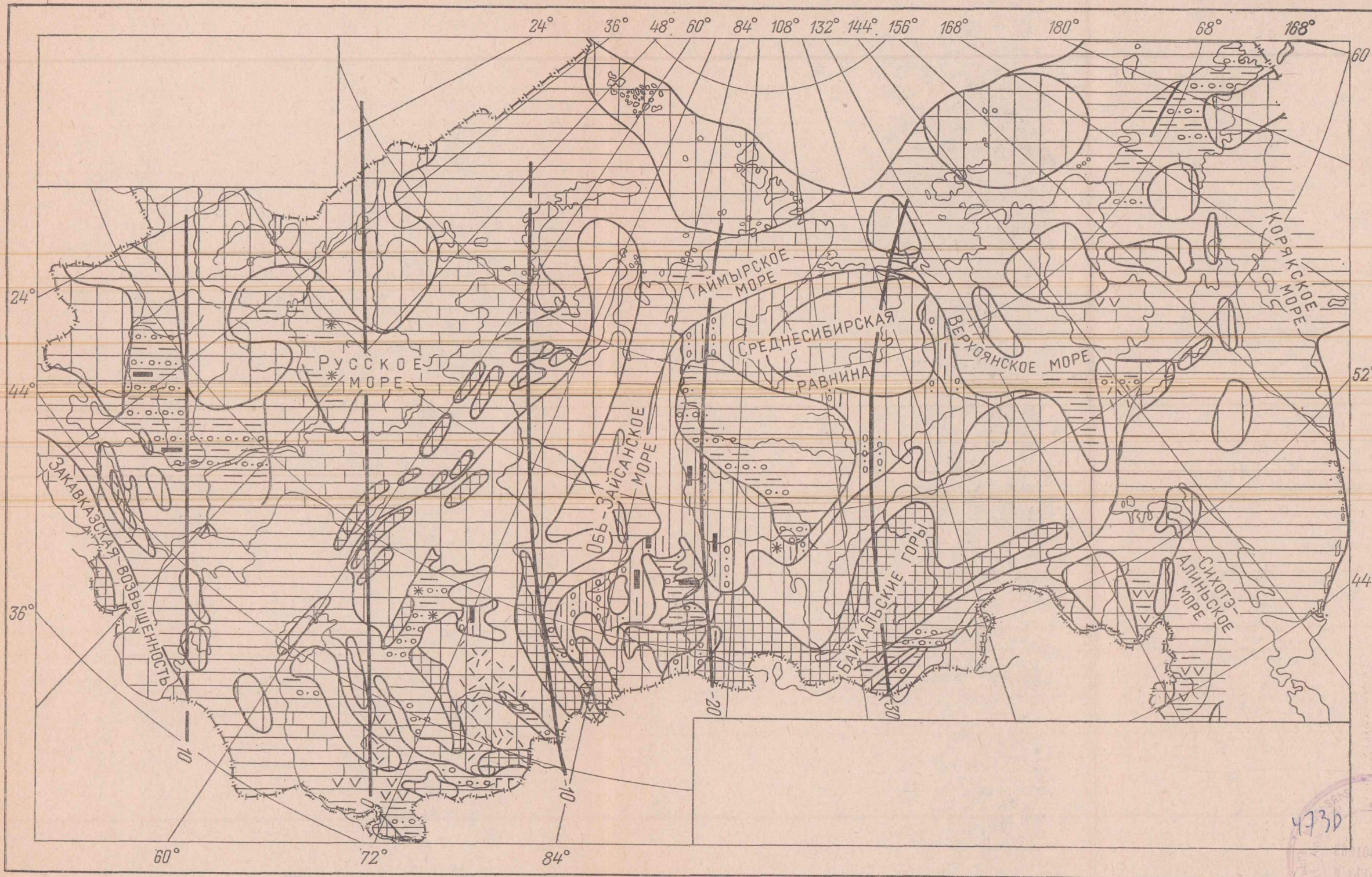


ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЙ ЭПОХИ
Условные обозначения см. прилож. 1

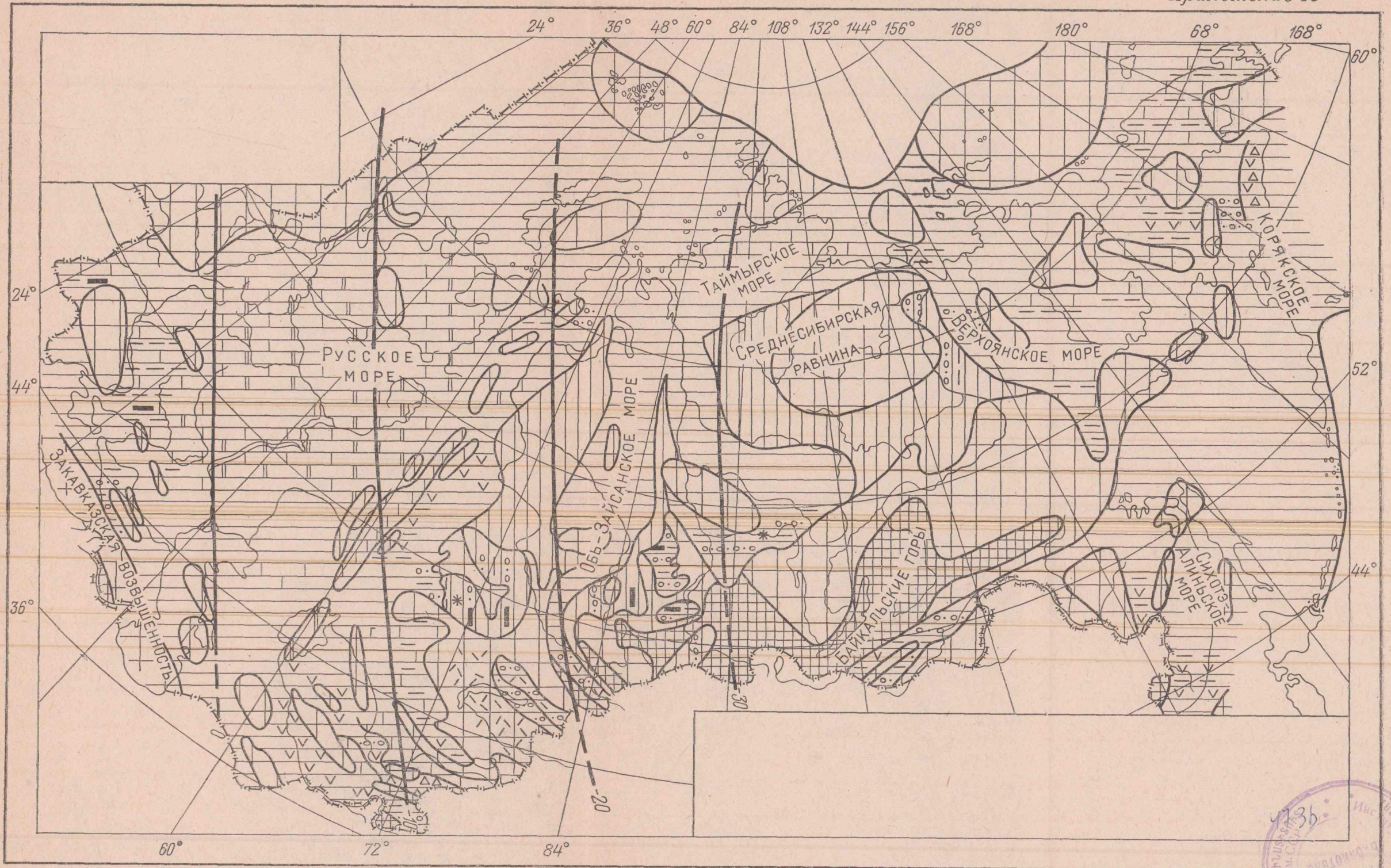


ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МОСКОВСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1

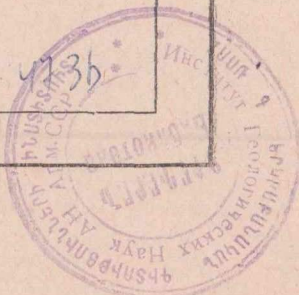


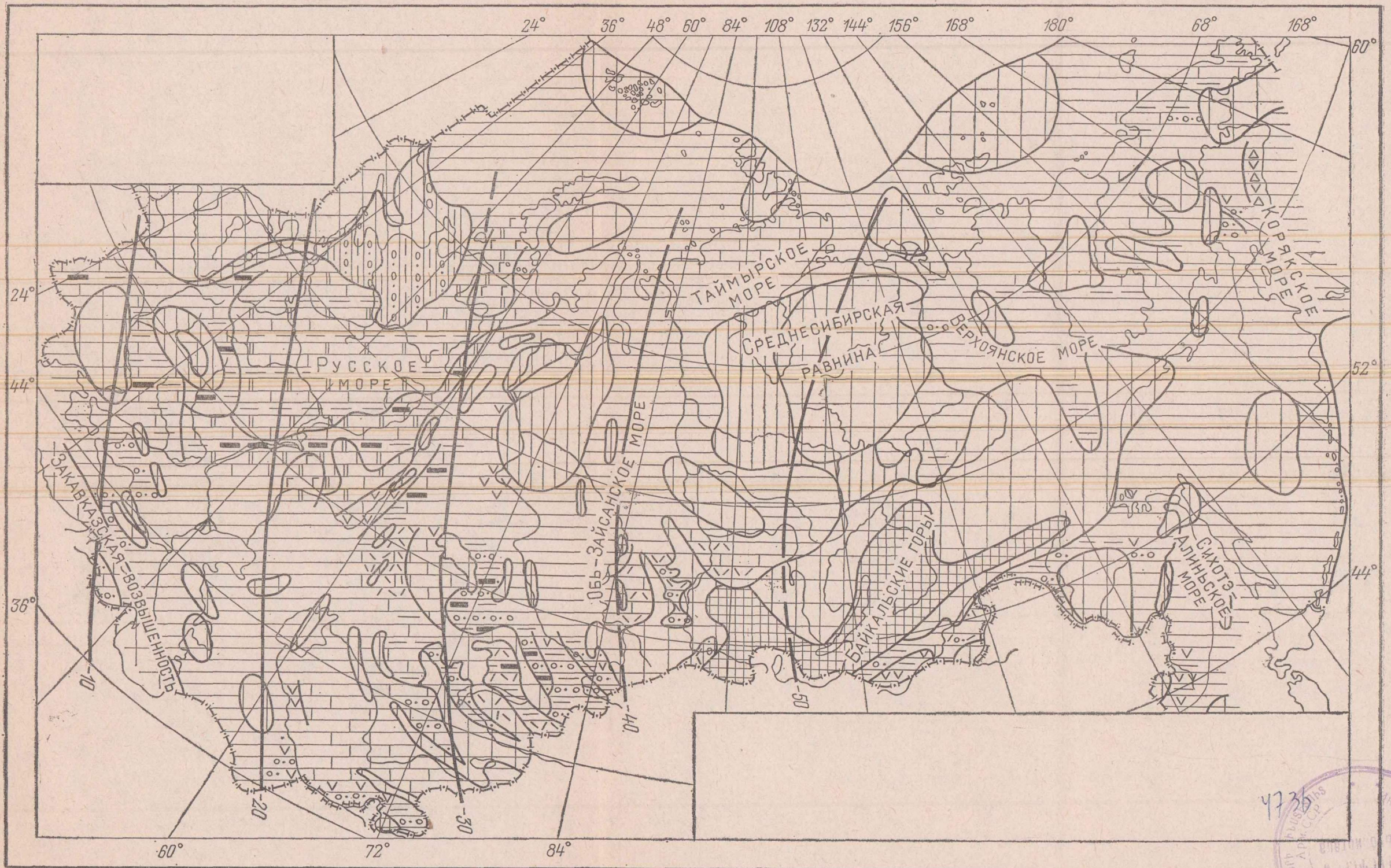


ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА БАШКИРСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. I



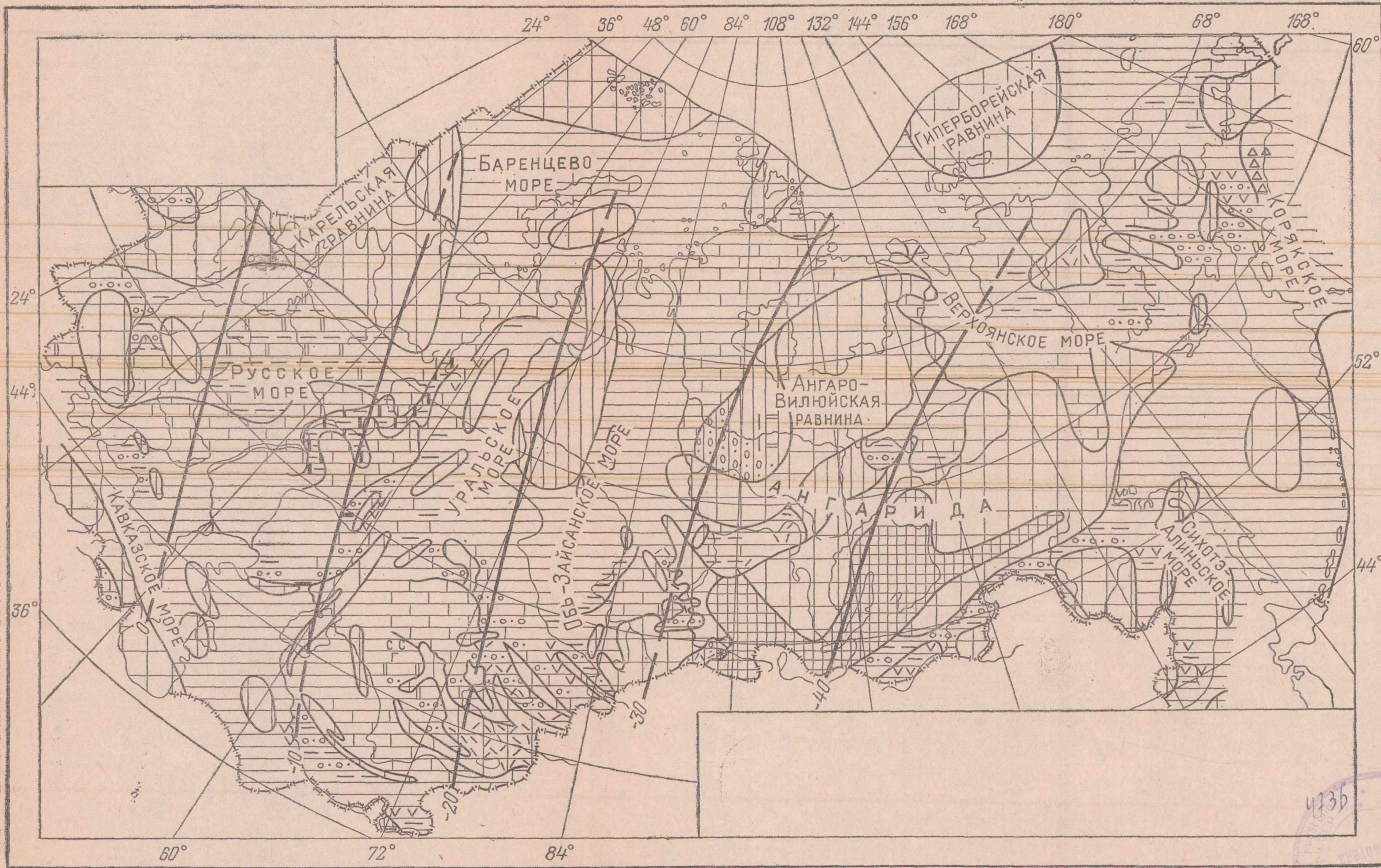
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА НАМУРСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1



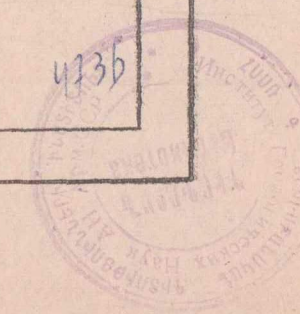


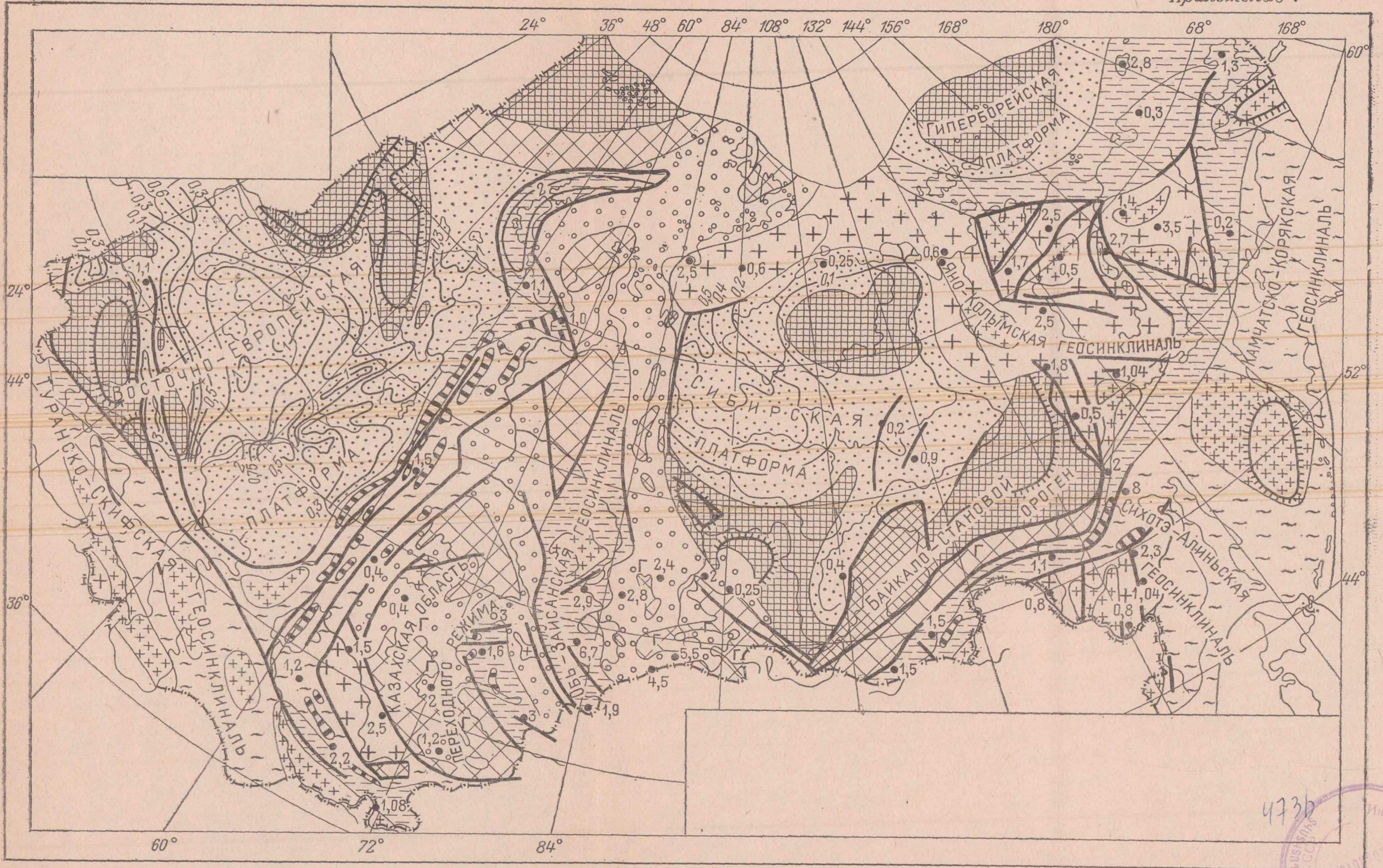
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ВИЗЕЙСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1





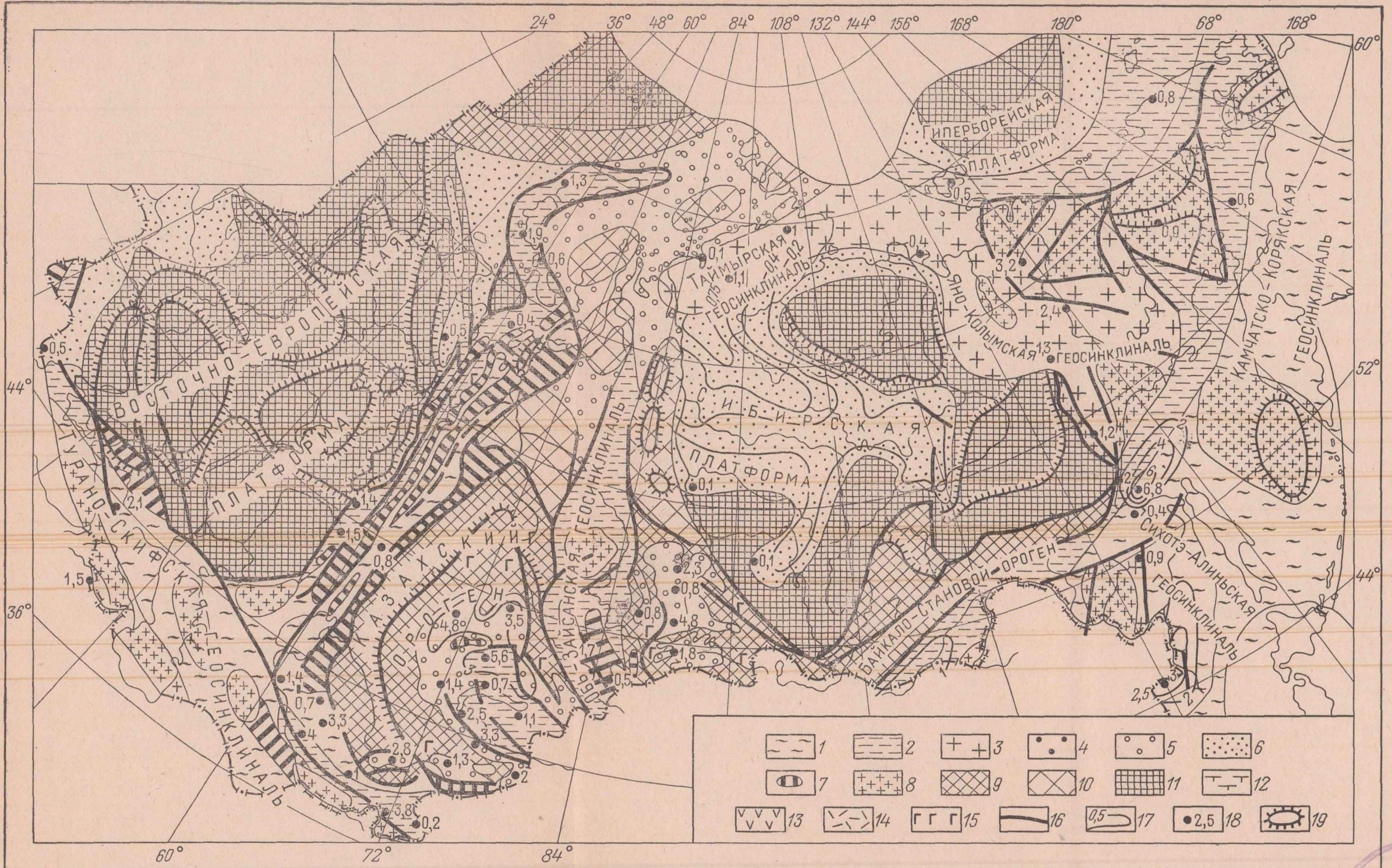
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ТУРНЕЙСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1





ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕДЕВОНСКОЙ ЭПОХИ
Условные обозначения см. прилож. 6

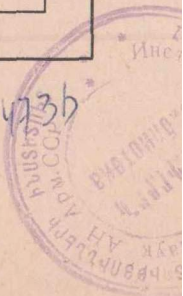
473b
Институт Геологических Наук Академии Наук СССР

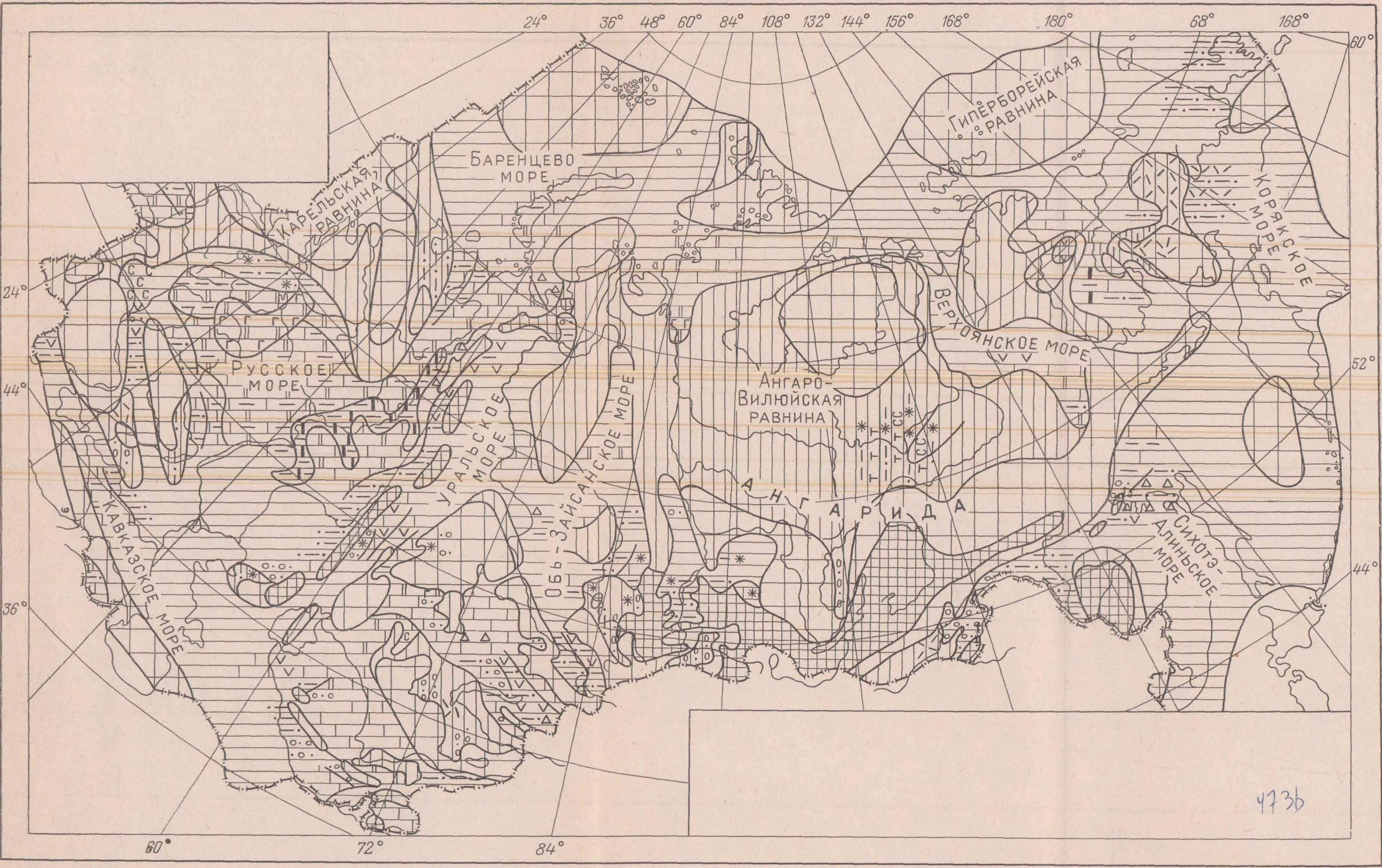


ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕДЕВОНСКОЙ ЭПОХИ

Области погружения: 1 — в эвгеосинклиналях; 2 — миогеосинклиналях; 3 — в срединных массивах и в зонах вялого геосинклинального режима; 4 — в орогенах; 5 — в областях переходного режима от ороев к платформам; 6 — на платформах. Области поднятия: 7 — в эвгеосинклиналях и миогеосинклиналях; 8 — в срединных массивах и зонах вялого геосинклинального режима; 9 — в орогенах; 10 — в областях переходного режима от ороев к платформам; 11 — на платформах; 12 — районы преимущественно наземной платформенной вулканической деятельности с продуктами траппового ти-

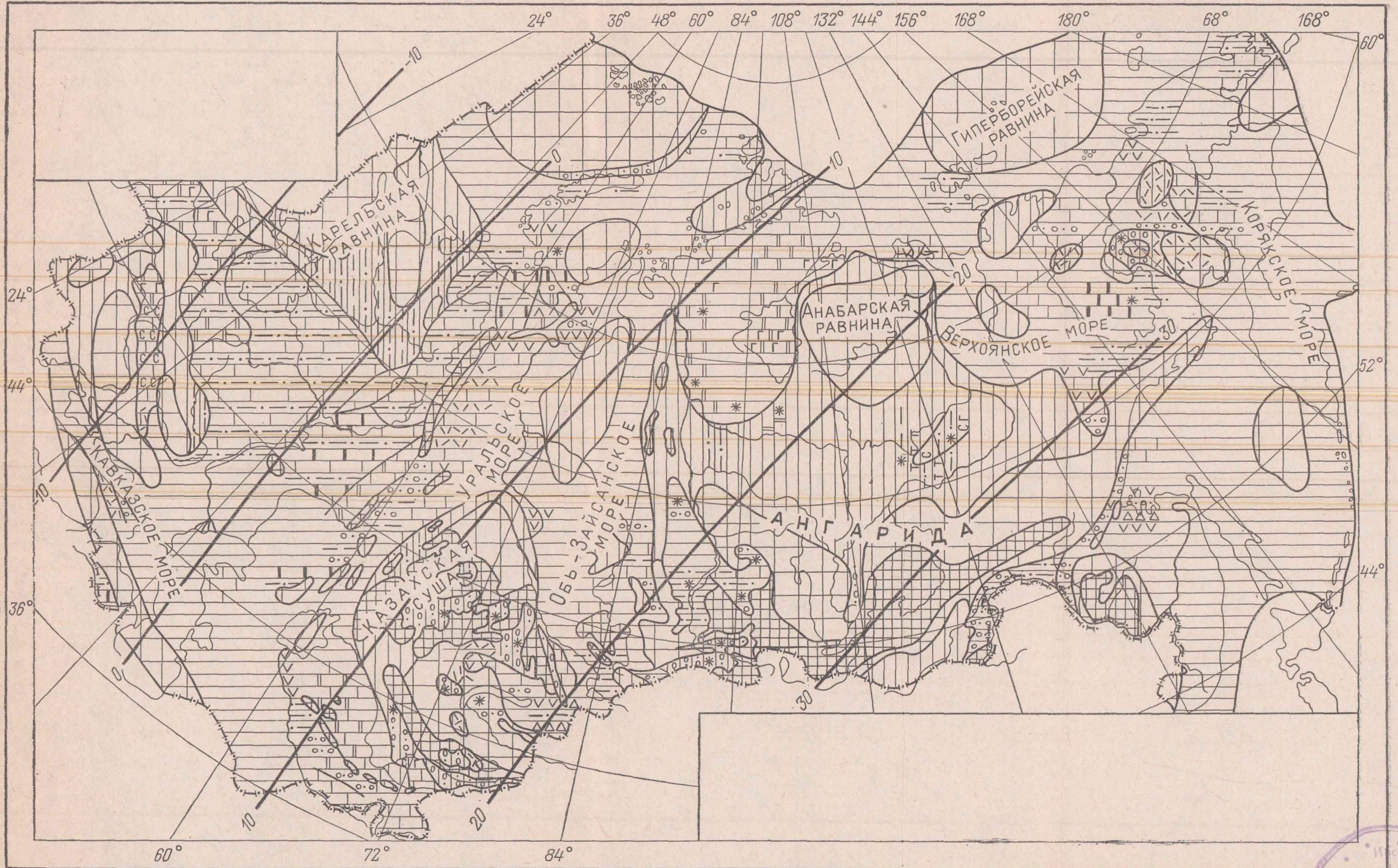
па; 13 — районы преимущественно подводной геосинклинальной деятельности с продуктами основного и среднего (базальто-андезитового) состава; 14 — районы преимущественно наземной ороевной вулканической деятельности с продуктами кислого и среднего (андезито-дацито-липаритового) состава; 15 — гранитоидные и щелочные интрузии; 16 — главные разломы, жившие в рассматриваемое время; 17 — изопакиты; 18 — характерные мощности; 19 — границы между областями поднятия различной интенсивности





4736

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ФАМЕНСКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1



ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ФРАНКОГО ВЕКА
Условные обозначения см. прилож. 1.

