

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР
ВЫПУСК 713

ТЕКТОНИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ

Ответственные редакторы
академик *А. Л. Яншин*
доктор геолого-минералогических наук
Ч. Б. Борукаев



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988

А в т о р ы

К. В. Боголепов, А. К. Башарин, Н. А. Берзин, Ч. Б. Борукаев, О. А. Вотах, М. П. Гришин, В. Д. Ермиков, В. И. Кицул, П. П. Кузнецов, К. Г. Леви, Н. А. Логачев, А. Л. Матвеевская, А. А. Немиров, А. Ф. Петров, Л. В. Смирнов, В. А. Соловьев, В. С. Старосельцев, В. С. Сурков, Н. М. Чернышев, Б. М. Чиков, С. И. Шерман

Тектоника и эволюция земной коры Сибири/Боголепов К. В., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.—176 с.

ISBN 5—02—028779—2.

Монография служит объяснительной запиской к «Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири» в масштабе 1 : 10 000 000. Охарактеризованы методики поэтажного тектонического районирования и составления опорных профильных разрезов. Дано описание структуры мегакомплексов от дорифейских до неотектонического. В заключении рассмотрены некоторые актуальные проблемы эволюции земной коры в свете данных по тектонике Сибири.

Книга рассчитана на специалистов в области тектоники, металлогении, нефтяной геологии и студентов геологической специализации.

Табл. 2. Ил. 12. Библиогр.: 221 назв.

Редакционная коллегия

доктора геолого-минералогических наук
Ч. Б. Борукаев, В. А. Соловьев
член-корреспондент АН СССР В. С. Сурков
академик А. Л. Яншин

Рецензенты

кандидат геолого-минералогических наук А. М. Боровиков
доктор геолого-минералогических наук В. В. Велинский

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР
СО АН СССР

Т $\frac{1904030000-789}{042(02)-88}$ 225—88—II

© Издательство «Наука», 1988

ISBN 5—02—028779—2

ПРЕДИСЛОВИЕ

Огромная, более 10 млн. км², территория Сибири чрезвычайно разнообразна в тектоническом отношении. Она охватывает древнюю Сибирскую платформу, окаймляющие ее с юга палеозойские складчатые области Центрально-Азиатского пояса, мезозойские складчатые области Верхояно-Колымскую, Таймырскую и Монголо-Охотскую, сопряженный с последней мезозойский орогенный пояс и молодую Западно-Сибирскую платформу.

Строение отдельных регионов Сибири (например, Западно-Сибирской плиты) изучается очень интенсивно, что уже привело к открытию ряда месторождений полезных ископаемых. Между тем до сих пор не проводилось широких специальных тектонических исследований с целью объемной характеристики структуры на всей площади Сибири, соотношений ее главных элементов. Создание такой трехмерной модели с целью подготовки фундаментальной основы для прогноза размещения полезных ископаемых стало целью составления «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири», программа которого разработана членом-корреспондентом АН СССР К. В. Боголеповым.

Эта огромная междудеятельная работа, входящая важным составным звеном в комплексную государственную программу «Сибирь», начата в 1978 г. и проведена силами многочисленных научно-исследовательских и производственных организаций Сибирского отделения АН СССР, Министерств геологии СССР и РСФСР и др. В ходе работы синтезирован практически весь материал по геологии Сибири, в том числе полученный в результате специальных целенаправленных исследований, проведенных по программе «Атласа...».

Программа осуществлялась в три этапа. На первом вырабатывалась легенда — система понятий, терминов и условных обозначений. Эта задача решена в ИГиГ СО АН СССР К. В. Боголеповым и Б. М. Чиковым. Разработанная легенда внедрялась в авторские группы [Главные... комплексы..., 1979; Методические рекомендации..., 1981; и др.]. Таким путем обеспечивались единый подход

к районированию и унификация фактического материала, собранного за многие десятилетия геологического исследования Сибири. Легенда многократно обсуждалась на заседаниях редколлегии, в том числе и выездных, была одобрена и принята как основа «Атласа...». Одновременно в СНИИГГиМСе под руководством В. С. Суркова совершенствовалась методика геологической интерпретации геофизических данных для более достоверного отражения глубинной структуры.

На втором этапе составлялись карты крупных геологических регионов, административных подразделений, отдельных важных в геологическом отношении участков. Специфика регионов, особенности их металлогении и нефтегазоносности заставили авторов варьировать детальность легенды, вносить в нее новые знаки и т. п. В некоторых случаях для одного и того же этажа одной и той же территории составлялись разные макеты карт, в других — согласованные между разными коллективами. Именно этот этап представляется важнейшим. Многие проведенные на данном этапе работы выросли в самостоятельные исследования. Региональные карты переданы заинтересованным организациям для использования при работах по прогнозированию новых месторождений, при составлении перспективных планов развития народного хозяйства административных единиц. Многие карты и объяснительные записки к ним готовятся к изданию или уже изданы [Структура..., 1985; Мегакомплексы..., 1986; и др.].

На третьем этапе осуществлялись увязка региональных карт и составление сводных карт в м-бе 1 : 10 000 000, сокращение и совершенствование легенды, проводился научный синтез. Результаты этого этапа нашли отражение в настоящей монографии. В представляемом виде «Атлас...» содержит семь поэтажных тектонических карт и опорные геолого-геофизические профили.

В работе над «Атласом...» принимали участие сотрудники ИГиГ, ИГЯФ, ИЗК, ГИ БФ СО АН СССР, СНИИГГиМС, ВостСибНИИГГиМС, ЗабКНИИ, ИПО «Севморгео», «Аэрогеология» Министерства геологии СССР, АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР, ЗапСибНИГНИ, ПГО «Бурятгеология», «ЗапСибгеология», «Пркутскгеология», «Ленанефтегазгеология», «Красноярскгеология», «Читагеология» и «Якутскгеология», Пркутского госуниверситета.

Авторами «Атласа...» являются А. В. Абрамов, В. К. Александров, О. В. Алимбекова, К. К. Анашкина, В. П. Арсентьев, В. А. Асташкин, В. В. Балханов, Ю. Н. Бадаржанов, В. А. Баландив,

А. К. Башарин, В. В. Беззубцев, В. М. Белоусов, Н. А. Берзин, Л. Л. Блажнова, А. К. Бобров, Л. К. Богданова, Р. Т. Богнибова, К. В. Боголепов, В. П. Болонцев, Д. М. Бондарева, В. В. Боровский, Ч. Б. Борукаев, В. С. Бочкарев, Ф. Ф. Брахфогель, В. П. Будников, М. Д. Булгакова, А. Н. Булгатов, О. В. Вааг, И. П. Варламов, В. Н. Воробьев, О. А. Вотах, Р. О. Галабала, В. В. Гайдук, П. П. Генералов, В. В. Гребенюк, М. П. Гришин, Г. С. Гусев, В. И. Давыдов, Т. А. Дзвина, В. Д. Ермиков, В. П. Жаднова, О. Г. Жеро, С. М. Замараев, Г. Н. Зелинченко, А. Г. Золотарев, Л. К. Зяtkова, М. И. Ивашина, В. Я. Кабаньков, Л. С. Каменщикова, С. Г. Каницкая, В. А. Каширцев, В. И. Кицул, Е. Л. Ключко, Б. М. Козьмин, Г. В. Козлов, Е. А. Кораго, М. А. Крауш, М. К. Косько, В. Н. Крашпик, И. В. Кужелева, И. Л. Кузин, В. Л. Кузнецов, П. П. Кузнецов, Ю. П. Кулаков, М. К. Кулахметов, П. Ф. Курушина, А. Н. Ласточкин, К. Г. Леви, В. Г. Лобода, В. И. Лотышев, З. П. Любалинская, П. К. Мазасва, А. В. Малых, Е. П. Марков, В. Д. Матвеев, А. Л. Матвеевская, Р. Г. Матухин, Н. В. Мельников, А. В. Мигурский, К. И. Микуленко, Г. Л. Митрофанов, В. А. Михеев, В. М. Мишин, М. И. Мпшульский, Н. К. Молотков, И. Е. Москвитин, Т. В. Мордовская, Н. Е. Пайденова, А. А. Немиров, В. А. Новиков, А. Д. Ножкин, Л. М. Парфенов, Е. И. Пельтек, О. В. Перевалов, А. В. Петров, Л. В. Плюснина, Ю. Е. Погребницкий, Г. В. Попелуха, А. В. Проккопьев, О. А. Раковец, М. Я. Рудкевич, В. В. Самков, М. И. Селиверстова, В. И. Сизых, В. С. Ситников, Л. В. Смирнов, В. А. Соловьев, И. А. Соловьев, А. И. Сорокин, В. Б. Спектор, В. С. Старосельцев, Л. П. Старухина, Л. Л. Стручкова, В. С. Сурков, А. А. Сурнин, И. Ш. Сюндюков, И. М. Табацкий, А. П. Таскин, Ф. Ф. Третьяков, Е. Р. Турбина, Е. М. Фалькин, В. Ф. Флатов, И. Н. Фомин, Г. С. Фрадкин, А. Ф. Хапилин, А. Я. Хлебников, В. Б. Хмелевский, В. П. Чередниченко, Б. М. Чиков, Г. Г. Шемин, С. И. Шерман, Б. Б. Шишкин, Б. Р. Шпунт, А. П. Щеглов, А. Ф. Щигарев, А. Л. Яншин.

Текст монографии написан сотрудниками ИГиГ СО АН СССР, ИЗК СО АН СССР, ИГ ЯФ СО АН СССР и СНИИГГиМСа.

МЕТОДИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В основу составления Атласа положена разработанная в ИГиГ СО АН СССР методика тектонического районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс. Теоретические аспекты методики изложены в многочисленных работах Ю. А. Косыгина, К. В. Боголепова и их сотрудников, а также в объяснительных записках к составленным в этом коллективе тектоническим картам [Докембрийская тектоника..., 1964; Геологическое строение..., 1965; Карта тектоники..., 1972; Очерк..., 1974].

Принципиальная основа методики заключается в том, что осадочная оболочка (или ее часть) расчленяется на крупные геологические тела. Расчленение проводится только по непосредственно наблюдаемым и измеряемым признакам, характеризующим вещественный состав, структуру и степень дислоцированности породных тел. С учетом этих признаков и их комбинаций проводятся также группирование и ранжирование тел. Такой способ обеспечивает наиболее объективный подход к выделению структурных элементов, ибо не связан с субъективными категориями, такими как генезис, тектонический режим, условия образования и т. п. Эти категории привлекаются лишь на стадии тектонической интерпретации.

Методика варьировалась и модернизировалась в соответствии с целями и задачами, стоявшими перед составителями той или иной карты. При составлении Атласа главная цель представлялась в выявлении эволюции структуры осадочной оболочки на территории Сибири. Поэтому принят способ поэтажного районирования, для чего осадочная оболочка расчленена на мегакомплексы.

Мегакомплекс представляет собой фациальный ряд различных по вещественному составу, строению и условиям образования тектонических комплексов, сформировавшихся в течение одной тектонической эры. Выделение фанерозойских мегакомплексов было проведено в соответствии с традиционной шкалой эпох складчатости. Однако последующая работа над Атласом подтвердила вывод составителей Тектонической карты Евразии [Тектоника Евразии, 1966] о скользящем в пространстве и времени характере границ мегакомплексов, об отсутствии синхронных в региональном масштабе эпох завершающей складчатости. В связи с этим стала ясной условность выделения мегакомплексов, условность (а не резкостный характер) их границ. Поэтому в представляемом виде карты именуются в терминах стратиграфической шкалы.

В частности, оказалось необходимым показать строение «герцинского» мегакомплекса на двух картах, ибо эпохе завершения развития «герцинид» Западно-Сибирской плиты, например, соответствует эпоха интенсивного прогибания «мезозонд» Северо-Востока СССР. Герцинская эпоха по ряду признаков вообще выпадает из последовательного ряда складчатостей. Многие из авторов карты полагали необходимым разделить рифей на несколько мегакомплексов, ссылаясь на проявления в том или ином районе складчатостей, наиболее значительная из которых может условно сопоставляться с гренавиллской. Этого не сделано из-за слабой изученности строения рифейских толщ, особенно под чехлом более молодых пород. Наконец, пути применения принципа районирования по возрасту завершающей складчатости совсем не ясны в отношении дорифейских образований, строение которых отражено на одной схеме.

Каждая карта отражает современную структуру крупного геологического тела, отвечающего некоторому интервалу геологического времени и ограниченного хроностратиграфическими поверхностями. В связи с разной степенью изученности древних и более молодых горизонтов продолжительность таких интервалов увеличивается с увеличением возраста толщ. С целью возможно более объективного отражения структуры никаких палеотектонических, палеогеографических, палинспастических и других реконструкций на картах не производилось.

Мегакомплексы подразделяются на комплексы. Тектоническая интерпретация последних проводилась в терминах учения о геосинклиналях как наиболее развитой в настоящее время тектонической концепции. Наряду с традиционными геосинклинальными и платформенными (плитными) тектоническими комплексами выделяются орогенные, которые в соответствии с теоретическими разработками К. В. Боголепова подразделяются на прото- и дейтероорогенные. Выделение этих комплексов во многом принципиально ново.

В ведущих современных тектонических концепциях внимание акцентируется на преобразовании океанической коры в континентальную в геосинклинальных областях. Момент такого преобразования фиксируется по появлению моласс. Последующая история складчатой области относится к континентальной стадии. Тектонические формы, ей присущие, рассматриваются менее детально. Однако интервал между главной складчатостью и накоплением ортоплатформенного (плитного) чехла, часто очень продолжительный, весьма сложен. Кроме протоорогенных комплексов, тесно связанных в пространстве и времени с геосинклинальными, в это время формируются и дейтероорогенные, оторванные от указанных пространственно или отделенные от них длительным перерывом — обычно эпохой структурной перестройки.

При тектонической интерпретации комплексов учитывались типы формационных рядов (в большинстве случаев наличие формаций — индикаторов, или типоморфных формаций), структура и морфология геологических тел. Стиль складчатых деформаций обус-

ловлен скорее вторичными наложенными процессами, чем режимом области осадконакопления. Однако иногда он служил одним из критериев разделения близких по вещественному составу комплексов, например, многогеосинклинальных и платформенных. Степень метаморфизма также не может определять классификационную принадлежность комплекса. Ниже приводятся некоторые типичные признаки комплексов.

Для *геосинклинальных* комплексов характерны удлиненная призматическая форма сложно сочетающихся между собой тел, часто разделенных разломами, многокилометровые мощности при резких изменениях их градиентов и вещественного состава в поперечном направлении. Типоморфными являются офиолитовая ассоциация, спилит-кератофировая, граувакковая, аспидная, флишевая и олистостромовая формации, формации глубоководных пелитоморфных известняков и кремнистых сланцев. С комплексами парагенетически связаны низкщелочные плагиогранитная и габбро-плагиогранитная формации. Наиболее характерна голоморфная складчатая структура, отражающая особо высокую подвижность и пластичность геосинклинальных поясов.

Протоорогенные комплексы в пространстве и времени тесно связаны с геосинклинальными. Они образуют линейные, реже изометричные, разобщенные или связанные друг с другом призматические и линзовидные тела со значительными градиентами изменения мощностей. Как правило, протоорогенные комплексы согласно залегают на геосинклинальных образованиях, сформировавшихся в ту же тектоническую эпоху, однако нередки и исключения. Преобладают молассовые морские и континентальные осадочные и осадочно-вулканогенные формации. Спайка с верхними частями подстилающего геосинклинального комплекса особенно часта в случаях, когда в основании протоорогенного комплекса залегает «нижняя» морская моласса (шпировая формация). Среди интрузивных образований преобладают батолиты гранитоидов известково-щелочного ряда. Наиболее характерна складчатость промежуточного типа (гребневидная), реже — голоморфная.

Дейтероорогенные комплексы в пространстве оторваны от синхронных им геосинклинальных и протоорогенных или отделены от них длительным перерывом, обычно охватывающим не менее одного — двух геологических периодов. В единых латеральных рядах с геосинклинальными и протоорогенными комплексами они располагаются в пределах «рам», т. е. в областях, ранее испытавших завершающую складчатость и протоорогенез.

Дейтероорогенные комплексы образуют как протяженные вулканические пояса, так и изолированные друг от друга тела осадочных и вулканогенных формаций значительной мощности при существенных градиентах ее изменения. В их составе преобладают континентальные, реже эпиконтинентальные морские осадочные и осадочно-вулканогенные молассы. Среди вулканитов доминируют лавы и пирокластиты щелочной специализации от трахибазальтовых до трахилипаритовых. Широко развиты интрузивные массивы

гранитов, сениитов, а также рапакиви, габбро-анортозитов и т. д.

Располагаются дейтероорогенные комплексы на разновозрастном складчатом основании и даже на платформенных чехлах. Их выделение в качестве самостоятельных структурных элементов позволяет полнее отразить латеральные и вертикальные ряды тектонических структур, глубже вскрыть историю формирования коры. Дейтероорогенез не создает новых порций континентальной коры, но приводит к ее существенному преобразованию.

Степень дислоцированности невелика. Редко наблюдается складчатость промежуточного типа (коробчатая), чаще — исключительно приразломная, осложняющая слагаемые комплексом моноклинали.

Платформенный (ортоплатформенный, плитный) комплекс характеризуется формой в плане, обширным площадным распространением и малыми градиентами изменения мощности. В составе комплекса преобладают мелководные морские и континентальные терригенные, карбонатные и соленосные формации. Роль вулканических пород ничтожна. Существенное увеличение мощности осадочного чехла наблюдается в перикратонных, краевых и предгорных прогибах и во впадинах и синеклизах центральных частей плит.

Чехол залегает субгоризонтально, или ему свойственна складчатость прерывистого типа. В редких случаях (особенно на участках проявления соляной тектоники) наблюдаются достаточно интенсивные дислокации, которые встречаются также в приразломных зонах. Плитные комплексы, залегающие в основании наложенных на них геосинклинальных толщ, а также расположенные в областях, испытавших последующий дейтероорогенез, в случаях субгоризонтального срыва со складчатого основания и интенсивного дробления фундамента могут приобрести линейную складчатую структуру.

Тектонические комплексы выступают в качестве главных структурных элементов, взаимное расположение и взаимоотношения которых определяют структуру мегакомплекса. Участки, на которых отложения данного мегакомплекса отсутствуют, рассматриваются как крупные положительные элементы его структуры (щиты, антеклизы и т. п.).

Комплексы могут подразделяться на структурные этажи. Границами последних служат поверхности регионально распространенных угловых несогласий и стратиграфических перерывов, фиксирующих перестройку структурных планов комплекса. Им, как правило, отвечают и существенные изменения в вертикальном формационном ряду.

Для схемы тектоники дорифейских образований и карты неотектонического мегакомплекса приняты иные легенды в связи со спецификой объектов. Принципы этих легенд оговариваются далее.

Магматические комплексы включаются в состав мегакомплекса, синхронного им. Среди них выделены крупные группы с учетом вещественного состава пород и их ассоциаций, а также положения в структуре. Так, самостоятельный знак предусмотрен для гипербазитов и габброидов офиолитовой ассоциации. К син- и раннеки-

нематическим плутонам отнесены тела габбро-диорит-плагиогранитной группы, к пост- и позднекинематическим — гранит-сиенитовой. Отдельным знаком показаны траппы Тунгусской синеклизы.

В ряде случаев подразделение гранитоидов оказалось невозможным или нецелесообразным. Если возраст гранитоидов достоверно не определен или их формирование охватывает длительный промежуток времени, они показаны в общем контуре на картах смежных интервалов.

Положение подошвы платформенных комплексов показано стратоизогипсами. Специальный знак введен для обозначения довольно разнородных областей утонения, глубокой переработки или отсутствия более древних (по отношению к интервалу времени формирования данного мегакомплекса) сиалических комплексов. Ввиду того, что триасовые рифты Западно-Сибирской плиты, к примеру, раскалывают и раздвигают кору на всю мощность, рисунок этих рифтов сохраняется на всех картах более древних мегакомплексов.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ОПОРНЫХ ПРОФИЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ АНАЛИЗА

Опорные профильные разрезы составлялись с целью графического выражения современных представлений о глубинном строении разных тектонических зон и областей Сибири по тем пересечениям, которые наиболее полно освещены глубоким бурением и геофизическими методами профильного изучения земной коры.

Учитывая накопленный в региональной геологии и геофизике опыт построения профильных разрезов, отражающих новейшие данные о составе, физических свойствах и структуре различных тектонических единиц земной коры, редколлегия «Атласа...» на своем совещании в г. Новосибирске (декабрь 1979 г.) рекомендовала всем организациям, работающим на территории Сибири, принять участие в создании единой системы таких опорных пересечений в виде максимально совмещенных между собой профилей двух типов: формационных (структурно-формационных) и геоструктурных разрезов земной коры.

Формационные профильные разрезы строятся с целью показа на графических двухмерных моделях, а также на блок-диаграммах деталей строения отдельных тектонических комплексов и структурно-формационных зон. В качестве основных структурных элементов на профилях данного типа изображаются региональные стратиграфические подразделения, различающиеся по своему фациальному составу, строению и возрасту. В общей ранговой шкале фундаментальных структурных единиц Земли эти объекты соответствуют формационной группе (см. элементы 4—6 в табл. 1).

Ранговая шкала фундаментальных структурных единиц Земли и виды координатных систем, в которых они представляются

Группа	Ранговая шкала	Пространство представлений
Минеральная	1. Молекулы 2. Минералы 3. Породы (минеральные парагенезы)	I. Кристаллохимическое
Формационная	4. Наборы горных пород (фации) 5. Геоформации (свиты) 6. Формационные комплексы (серии)	II. Стратиграфическое
Геоструктурная	7. Тектонические комплексы 8. Слои земной коры 9. Геоструктурные области	III. Геоморфологическое
Глобальная	10. Глобальные зоны геосфер 11. Геосферы Земли 12. Сегменты планеты	IV. Геоцентрическое

Наименьшими единицами среди них являются фации, или наборы горных пород, которые могут быть одно-, двух- или трехкомпонентными по своему петрографическому составу: карбонатные, карбонатно-глинистые, терригенные и т. п. Они используются для описания фациального состава и строения более крупных формационных единиц, к которым относятся геоформации и формационные комплексы.

Геоформации представляют собой тектонические единицы, отчетливо обособляемые на детальном формационном профиле в тех случаях, когда имеется достаточно полная информация о послонной стратиграфической структуре и о фациальном составе крупных региональных стратиграфических подразделений (осадочных серий или формационных комплексов), внутри которых могут выделяться геоформации типа карбонатно-терригенного флиша, молассы, карбонатной платформенной и т. п.

Формационные комплексы в этом ранговом ряду являются наиболее крупными объектами. Они обычно соответствуют определенным стадиям геологического развития рассматриваемой зоны или района. Внутренняя структура формационных комплексов (в случаях, когда из-за отсутствия данных в них еще четко не выделены геоформации) определяется их фациальным составом, установленным в конкретных отдельно взятых разрезах, по которым предварительно намечается общая фациальная зональность каждого комплекса в целом.

Ввиду отсутствия в настоящее время общепринятой систематики геоформаций и формационных комплексов они на данном этапе их изучения нередко выделяются в качестве местных и региональных

стратиграфических единиц, именуемых свитами (горизонтами) и сериями: баженковский горизонт, кузнецовская свита и т. п.

На заседании редколлегии «Атласа...» (декабрь 1981 г.), специально посвященном составлению опорных профильных разрезов, решено для формационных профилей принять горизонтальный масштаб 1 : 1 000 000, вертикальный — 1 : 10 000—1 : 20 000, для геоструктурных профилей — соответственно 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 с разрешением в нужных случаях делать врезки более крупного масштаба.

Имея в виду перспективу создания с помощью ЭВМ общего банка данных по единой системе профильных разрезов Сибири, редколлегия предложила авторам формационных профилей и объяснительных записок к ним по возможности представлять описание формационных структурных единиц по общей утвержденной данным совещанием схеме.

Геологические тела, изображаемые на таких детальном формационных разрезах, первоначально обособляются и характеризуются на базе стратиграфической шкалы без учета современных условий их залегания. Они представляются сначала в качестве объемных структурных единиц в стратиграфическом пространстве, координаты которого отличаются от геоморфологических тем, что вертикальная ось берется не по земной вертикали, а ориентирована перпендикулярно к напластованию слоев.

Геометрия и внутренняя структура формационных объектов (фаций, геоформаций и формационных комплексов) при рассмотрении их в разных координатных системах (стратиграфической и геоморфологической) будут различными. Эти различия в структурных характеристиках оказываются по мере отклонения формаций от первоначальных условий их залегания все более существенными. Поэтому для целей графического изображения формационных структур программой «Атласа...» предусматривается использование профильных формационных разрезов двух видов. Это, во-первых, представляемые в стратиграфических координатах палеоструктурные (палеофациальные и палеоформационные) профили и, во-вторых, структурно-формационные профильные разрезы современных тектонических зон и областей земной коры разного типа, формационная структура которых представляется в геоморфологическом пространстве (в топографических координатах земной поверхности).

Палеоструктурные формационные разрезы дают ясное представление о внутренней структуре и геометрической форме формационных объектов в топологически искаженном стратиграфическом пространстве, т. е. без учета последующих деформаций, а также связанных с ними изменений в форме, внутренней структуре этих тектонических единиц. Структурно-формационные профильные разрезы дополняют эту информацию тем, что показывают «современную» геометрию тех же формационных единиц в геоморфологических координатах.

Формационные единицы в этих координатах, особенно в разрезах через складчатые зоны, часто имеют совершенно другой вид,

поскольку представлены здесь уже отдельными пространственно разобщенными формационными залежами. Отсюда ясно, что наиболее достоверная картина формационного строения получается по профилям, пересекающим практически горизонтально залегающие осадочные комплексы, при условии, конечно, что они достаточно полно освещены глубоким бурением.

На территории Сибири экспериментальным полигоном, исключительно удобным для развития общей теории формационного анализа, в последние годы становится мезозойско-кайнозойский (альпийский) плитный комплекс Западно-Сибирской платформы. Этот комплекс, как и плитные комплексы Сибирской платформы, пересечен многими детальными структурно-формационными и сейсмо-стратиграфическими разрезами, опубликовать которые по причине их больших размеров пока не представляется возможным. На рис. 1 представлена уменьшенная схема одного из таких разрезов, раскрывающая формационную структуру самого верхнего тектонического комплекса Западной Сибири.

Седиментационный плитный комплекс Западно-Сибирской платформы (ее ортоплатформенный осадочный чехол) в данном пересечении имеет стратиграфический объем от триасовых до четвертичных отложений включительно. Все формационные едипицы, входящие в состав этого плитного комплекса, имеют практически горизонтальное залегание. Топологические искажения геометрии геологических формаций здесь минимальны и видны лишь благодаря стократному увеличению вертикального масштаба по сравнению с горизонтальным. Но в фундаменте этого комплекса, в котором отмечаются заметные отклонения от горизонтального залегания, искажения геометрии формационных единиц становятся столь значительными, что показывать их на таких профилях уже не имеет смысла. Поэтому основание плитного комплекса показано на этом рисунке как нерасчлененный фундамент.

Отдельными хорошо прослеживаемыми на огромной площади стратиграфическими горизонтами типа баженовской свиты рассматриваемый тектонический комплекс расслаивается на четыре формационных комплекса, каждый из которых обозначен на рис. 1 своими собственными стратиграфическими индексами. Внутри каждого формационного комплекса, в свою очередь, по изменениям в формационном составе и строении конкретных стратиграфических разрезов выделяются геоформации разного вида, которыми контролируется распределение в этом комплексе полезных ископаемых. Фациальный состав геоформаций показывается с помощью типовых наборов горных пород — мельчайших структурных единиц фациального вещества земной коры. При этом следует иметь в виду, что показанные на рис. 1 формационные единицы разного ранга выделяются на основе статистических характеристик послойных стратиграфических разрезов, наблюдаемых в каждой скважине и на сейсмо-стратиграфических разрезах.

Построенные по программе «Атласа...» детальные структурно-формационные разрезы седиментационного плитного комплекса За-

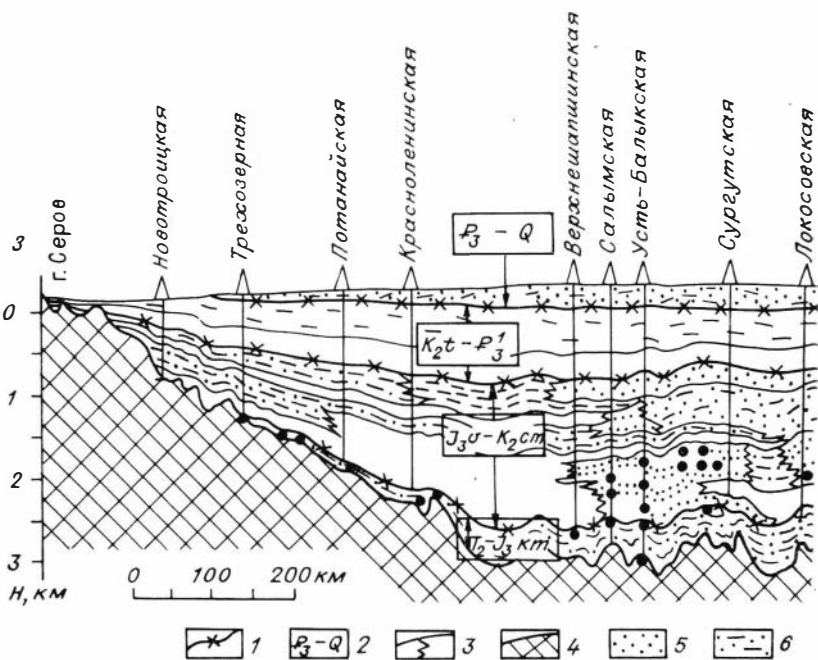
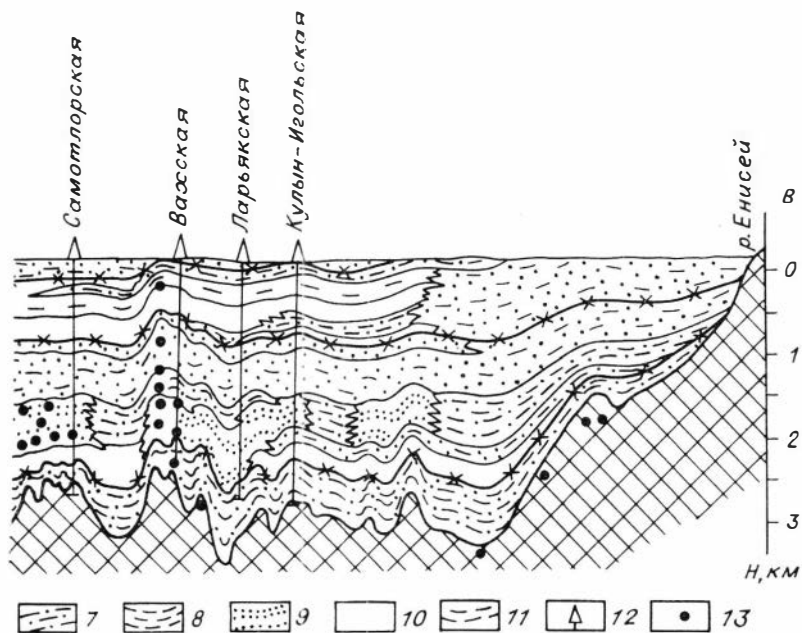


Рис. 1. Структурно-формационный разрез мезозойско-кайнозойского плитного комплекса Западно-Сибирской платформы.

1 — границы формационных комплексов; 2 — их стратиграфические объемы; 3 — границы геологических формаций; 4 — нерасчлененное палеозойское основание плитного комплекса; 5—11 — фациальный состав формации (5 — песчаные, 6 — глинисто-песчаные, 7 — песчано-глинистые, 8 — глинисто-алевролитовые, 9 — песчано-глинистые континентально-морские, 10 — глинистые морские, 11 — глинистые и кремнистые); 12 — скважины; 13 — проявления нефти и газа.

падной Сибири ясно показывают следующее. Во-первых, в его строении принимают участие структурные единицы трех разных рангов: наборы горных пород (фации), геотомации и формационные комплексы. Во-вторых, геометрические формы геологических формаций, слагающих плитный комплекс, весьма разнообразны: наряду с плоскими и маломощными типично платформенными формациями, занимающими по площади миллионы квадратных километров, очень часто встречаются линейные, протяженные на сотни километров геотомации относительно большой мощности. В-третьих, плитный тектонический комплекс Западно-Сибирской платформы в целом не может представляться в качестве стратиграфической единицы, так как его границы лишь в редких частных случаях и только на отдельных своих отрезках совпадают со стратиграфическими.

Геоструктурные профильные разрезы в отличие от формационных представляются в геоморфологических (топографических) координатах с целью изображения внутренней структуры различных областей земной коры в полном ее объеме вплоть до глубины поверхности Мохоровичича. Геоструктурные разрезы пересекают огромные территории, включающие тектонические области земной коры раз-



ного типа. На профилях данного типа в качестве главных элементов земной коры показываются объекты геоструктурной группы (см. элементы 7—9 в табл. 1, а также рис. 1, 2 и 4). К таковым относятся: а) разные по своей геометрии, физико-химическим свойствам и положению в структуре земной коры тектонические комплексы (например, Западно-Сибирский осадочный плитный комплекс, представленный на рис. 1 и 2); б) слои земной коры (осадочный и другие слои, показанные на рис. 2 и 3); в) геоструктурные области земной коры разного типа (древние и молодые платформы, складчатые и рифтовые области, такие как Сибирская и Западно-Сибирская платформы, Алтае-Саянская складчатая и Байкальская рифтовая области). Профильные разрезы этого типа строятся на базе знаний о структурно-вещественных свойствах видимых на дневной поверхности тектонических комплексов с использованием их геофизических характеристик, а также данных глубинного сейсмического зондирования всей земной коры и других сейсмических методов ее структурного расчленения по результатам непрерывных профильных наблюдений. По решению редколлегии «Атласа...» геоструктурные профильные разрезы земной коры сначала строились в одном и том же горизонтальном масштабе, что и формационные профили, с линиями которых они, по мере возможности, совмещались. Но опыт построения геоструктурных разрезов земной коры показал, что для представления геоструктурных разрезов более удобен горизонтальный масштаб 1 : 2 500 000. В зависимости от тех целей, которые ставили перед собой исследователи, были разработаны два метода тектонического расчленения разрезов земной коры и предло-

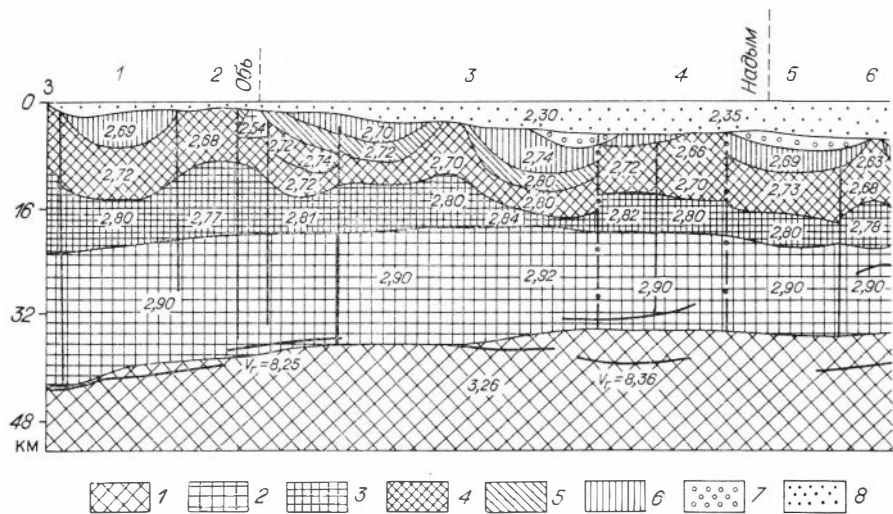


Рис. 2. Плотностной геолого-геофизический разрез земной коры по линии Бerezово — Туруханск. Составили О. Г. Жеро, В. Н. Крамник, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков.

1 — верхняя мантия; 2 — базальтовый слой; 3 — докарельские и карельские мегакомплексы; 4 — байкальский мегакомплекс; 5 — каледонский мегакомплекс; 6 — гершинский мегакомплекс; 7 — орогенные комплексы фундамента плиты; 8 — мезозойско-палеозойский мегакомплекс Западно-Сибирской платформы (ее платформенный чехол); 9 — ультрабазитовые комплексы; 10 — базальтоидные впадины; 11 — крупнейшие гранитоидные тела; 12 — основные границы раздела земной коры; 13 — разломы, разграничивающие разновозрастные складчатые системы; 14 — глубинные и внутрикоровые разломы; 15 — граничная скорость; 16 — граничная средняя скорость.

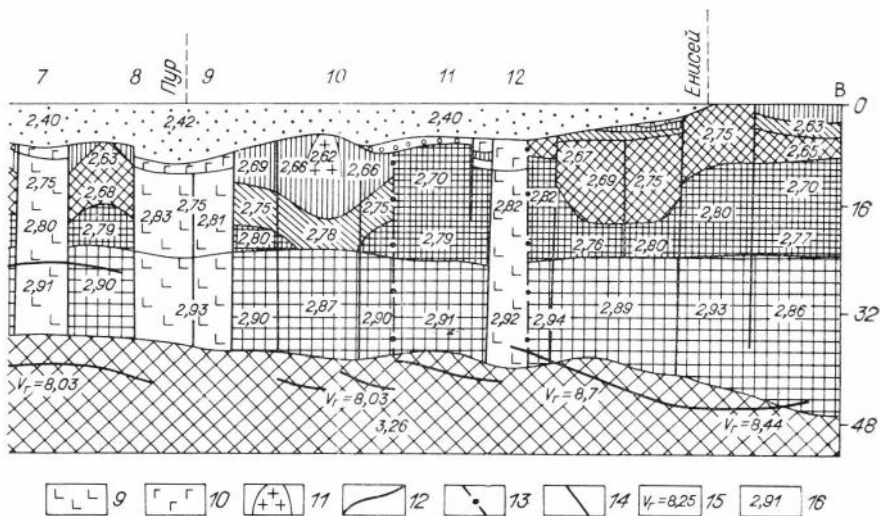
Цифрами на рисунке обозначены структурные элементы фундамента: 1 — Сыском-сынский синклиорий; 2 — Северо-Сосьвинский антиклинорий; 3 — Шеркалинский мега-синклиорий; 4 — Надымская впадина; 5 — Яхинский синклиорий; 6 — Нурминский антиклинорий; 7 — Худуттейский грабен-рифт; 8 — Северо-Ямальский антиклинорий; 9 — Колтогорско-Урунгойский грабен-рифт; 10 — Тазовский мегантиклинорий; 11 — Няоях-ская впадина; 12 — Худойский грабен-рифт.

жены два вида ее геоструктурных профильных моделей: плотностные геолого-геофизические профили земной коры и сейсмоструктурные физико-химические ее разрезы.

Построение *плотностных геолого-геофизических разрезов* является одним из методов изучения строения земной коры, особенно ее верхней части.

Накопленный в СНИИГГиМСе опыт построения таких разрезов через Западно-Сибирскую и Сибирскую платформы, а также через Алтае-Саянскую и другие складчатые области [Методические рекомендации..., 1981; Мегакомплексы..., 1986; и др.] показывает, что методом подбора плотностных параметров для геологических тел определенного ранга можно получить достаточно близкую к реальной картину распределения масс в пределах земной коры рассматриваемого региона. Она получается в результате комплексного анализа всех геологических и геофизических материалов.

Моделирование глубинных геолого-плотностных разрезов по гравитационному полю является одним из наиболее эффективных методов изучения глубинного строения земной коры и внутренней



структуры фундамента в платформенных областях. В общем виде эта задача решается путем корректировки исходной модели земной коры в соответствии с особенностями наблюдаемого поля силы тяжести. Вполне понятно, что без дополнительной геолого-геофизической информации такое решение неоднозначно. Прежде всего используются геологические данные по расчленению верхних частей земной коры на тектонические и формационные комплексы разного типа и возраста, для которых определяются значения плотности слагающих их пород (см. рис. 2).

Плотностные значения подбираются либо по данным лабораторных определений по керну и образцам горных пород, либо исходя из общих соображений. Считается, например, что комплексы, сложенные «геосинклинально-складчатыми» структурно-формационными единицами, сформированными в разные тектонические эры, различаются региональным метаморфизмом пород и, следовательно, плотностными их характеристиками, которые соответственно отражаются скачком плотности на границе между такими комплексами. При вертикальном расчленении земной коры на мегакомплексы в геосинклинально-складчатом их выражении авторы разрезов рассматриваемого типа руководствовались следующим принципом: увеличение метаморфизма и плотности происходит от более молодого мегакомплекса к более древнему.

Построение плотностных моделей начинается с того, что на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных создается некая первичная геолого-геофизическая модель структурного расчленения земной коры. Она строится с использованием как данных ГСЗ, так и данных глубокого бурения, сейсморазведки, а также результатов количественных расчетов расстояний до магнитоактивных и гравитирующих тел и границ.

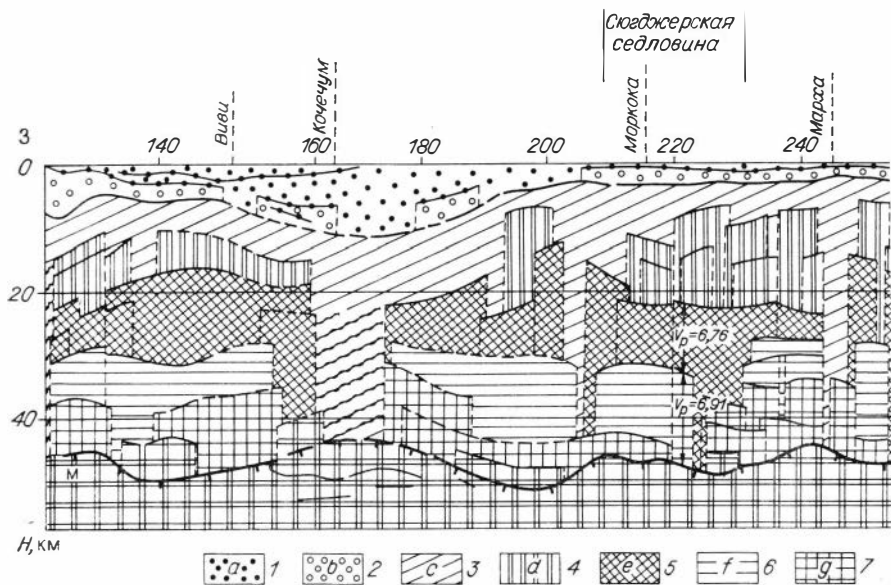
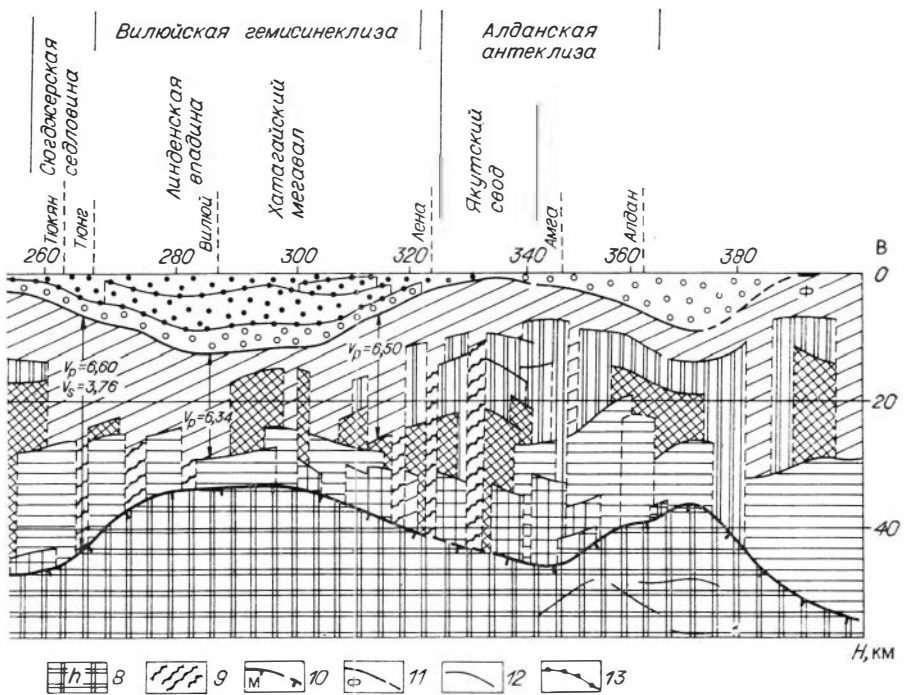


Рис. 3. Сейсмоструктурный разрез Западно-Сибирской и Сибирской платформ по линии Ханты-Мансийск — Лена. Составили О. А. Вотях, Н. М. Чернышев, В. П. Волкова.

1—8 — слои земной коры (а — осадочные, b — осадочно-базальтоидные, с — осадочно-гранитоидные, d — осадочно-гранитоидно-базальтоидные, e — гранитоидные, f — гранитоидно-базальтоидные, g — базальтоидные, h — ультрабазитовые); 9 — зоны нерасчлененной земной коры; 10 — граница Мохоровичича; 11 — граница фундамента; 12 — оловянные сейсмические горизонты в консолидированной части коры; 13 — сейсмические разрезы в неконсолидированной части коры. V_p и V_s — скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн.

При этом в модельных расчетах структуры (например, мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западной Сибири) учитывались только данные сейсморазведки и бурения. При моделировании верхней части гранитно-метаморфического слоя в той же Западной Сибири учитывались также результаты тектонического районирования ее фундамента, которое, как считают авторы этих профилей, позволяет оценивать области распространения «эпигеосинклинальных отложений» в составе фундамента, определить типы структурно-формационных зон, положение крупных интрузивных комплексов и т. д.

Такие важные детали внутреннего строения складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты, как глубина залегания, объемы интрузивных тел, дизъюнктивные нарушения, а также общая предварительная характеристика мегакомплексов, слагающих верхнюю часть гранитно-метаморфического слоя, изучались методом количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Перед построением разрезов проводился анализ наблюдаемых гравита-



ционных и магнитных аномальных полей, на основе которого выбирались отдельные элементы поля (аномалии, градиентные зоны), позволяющие сделать вывод о наиболее вероятной форме геологических объектов, вызывающих такие аномалии.

Методика последующих расчетов выбирается в зависимости от предполагаемой формы геологического объекта, вызывающего конкретную аномалию в гравитационном и магнитном полях. При интерпретации аномалий от интрузивных тел определялись глубина залегания верхней кромки магнитоактивных объектов, положение центра возмущающих гравитирующих масс: вертикальные и горизонтальные размеры, а также избыточная плотность. Наблюдаемые в гравитационном и магнитном аномальных полях градиентные полосы, тянувшиеся на многие десятки и сотни километров, объяснялись наличием здесь зон глубинных разломов, приводящих к резкой смене формаций различного вещественного состава, обладающих отличными друг от друга физическими свойствами. Такие градиенты, очевидно, могут возникать внутри фундамента платформ и в складчатых областях на границах структурно-формационных зон, в местах резкого выклинивания формаций разного состава. Они, скорее всего, связаны с наличием флексур, сбросов и т. д. Морфологически их можно представить в виде вертикальных или наклонных уступов, и тогда появляется возможность неискаженные участки гравитационных кривых интерпретировать по формулам уступов.

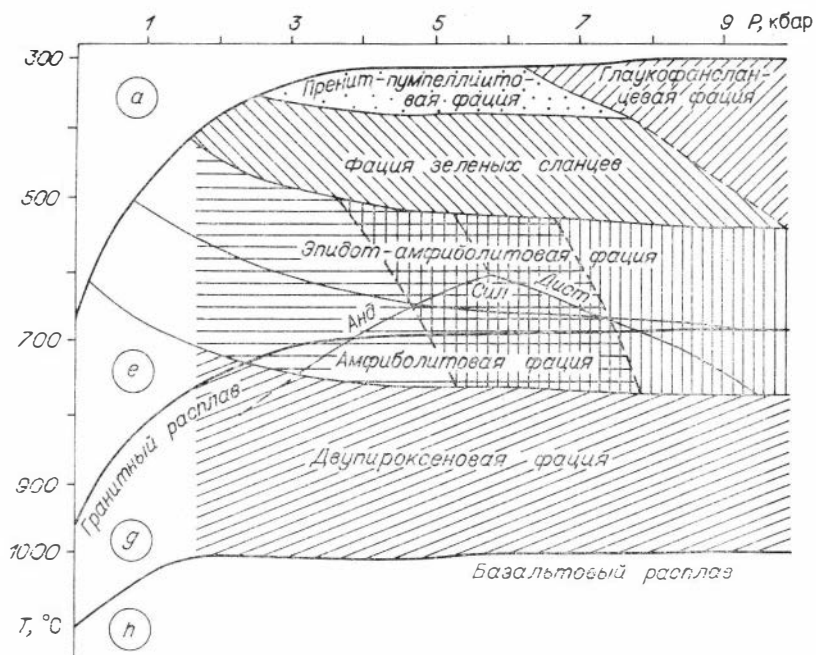


Рис. 4. Схема соотношения главных типов метаморфических фацций и тектонических комплексов разного состава с условиями, в которых они формировались [Метаморфические комплексы Азии, 1977]. Буквами обозначены зоны физико-химической устойчивости главных типов тектонических комплексов разного формационного состава: *a* — седиментационные, *e* — гранитоидные, *g* — базальтоидные, *n* — ультрабазитовые.

Одной из форм решения этой задачи является палеотектонический анализ, в результате которого по отрывочным данным бурения в сочетании с геологической интерпретацией потенциальных полей, с учетом сейсмических материалов весьма условно воссоздан, в частности, тот «каркас геосинклинально-складчатых систем», который составляет основание для средне- и позднепалеозойских «систем», выделяемых в фундаменте Западно-Сибирской платформы.

Главные черты дифференциации наблюдаемого гравитационного поля, как известно, обуславливаются плотностной неоднородностью верхних этажей земной коры (первые 12—15 км). Соответственно основными факторами, определяющими характер гравитационного поля, считаются структурно-вещественные неоднородности, наблюдаемые в приповерхностной части гранитно-метаморфического слоя, куда попадает, например, фундамент всех платформенных областей Сибири. Эти неоднородности связаны с наличием в его составе структурно-формационных зон разного типа развития, инверсионных и унаследованных антиклинорий, синклинорий, срединных массивов, горстовых поднятий, грабен-рифтов, отдельных блоков различных по своей средней плотности крупных интрузивных тел. Поэтому вопрос о значениях плотности пород, слагающих те или иные неодно-

родности фундамента, оказывается очень важным элементом в методике построения плотностных геолого-геофизических профильных разрезов земной коры. Основным фактическим материалом, служившим при переводе геолого-геофизической модели (ее верхней части) в плотностную, являются данные определения значения плотности пород по керну скважин или теоретически вычисленные исходя из состава пород, полученные в ЗапСибНИГПИ, СНИИГГиМСе и МИНХиГП.

При сравнении рассчитанного поля от модели с наблюдаемым гравитационный эффект от различных слоев разреза вычислялся по отношению к опорному слою, роль которого в зависимости от поставленной геологической задачи мог играть любой слой земной коры. При изучении ее глубинной структуры опорным слоем служила верхняя мантия. Расчетное поле от исходного разреза, скорректированное за гравитационный эффект от стандартной («нормальной») модели земной коры, сравнивалось с наблюдаемым полем силы тяжести без влияния планетарных аномалий. В случае высокоамплитудных поднятий по поверхности фундамента из наблюдаемого поля исключался также гравитационный эффект от осадочного чехла, вычисленный на ЭВМ в площадном варианте. Тем самым обеспечивалось уменьшение погрешностей в значениях расчетного поля от разреза по алгоритмам, реализующим двухмерный вариант вместо трехмерного.

Последующая корректировка модели в каждой точке исходного разреза осуществлялась в зависимости от отклонений расчетного поля от наблюдаемого. Она связывалась преимущественно с изменениями глубин залегания подошвы гранитно-метаморфического слоя в блоках, их средней плотности, дифференциации блоков по тела, плотности подкорового слоя. Положение поверхностей Мохоровичича и фундамента менялось в случае необходимости в пределах их среднеквадратических погрешностей. После нескольких операций величины отклонений не превышали заданную погрешность, что свидетельствовало об окончании процесса подбора геологической модели земной коры вдоль профиля.

Важная роль в моделировании разрезов земной коры данного типа отводилась автоматизированному подбору моделей сложных геологических сред. С учетом градиентно-слоистого характера разреза земной коры в СНИИГГиМСе был разработан алгоритм «слой» [Ремпель и др., 1976] для автоматизированного решения обратной задачи гравиразведки.

Алгоритм и программа «слой» позволяли получать результат, который в наибольшей степени отвечал комплексу данных и предположениям о строении среды. В частности, при моделировании глубинного разреза вдоль профиля ГСЗ можно было жестко закрепить положение сейсмических границ и тогда изменялись только плотности слоев и отдельных геологических тел. Если имелась достаточно надежная информация о сейсмических скоростях, то вычисленные по ним плотности оставались неизменными и корректировалось положение сейсмических границ. На практике обычно закрепляли только

те участки границ раздела и те плотности, которые уверенно определены по сейсморазведке или по данным инструментальных измерений.

Такое моделирование структуры земной коры было осуществлено вдоль опорных профилей ГСЗ, сейсмические работы по которым проведены на территории Сибири в последние годы НПО «Нефтегеофизика». При этом за поверхность фундамента принимались структурные построения, выполненные СНИИГГиМСом по результатам комплексной интерпретации всех имеющихся геолого-геофизических материалов. Поверхность Мохоровичича, основные границы раздела внутри консолидированной земной коры брались в основном по сейсмическим данным. Скорости продольных волн использовались при определении плотностных характеристик разреза. Проведенное моделирование позволило выделить крупные блоки земной коры, оценить плотности слагающих их пород, уточнить границы слоев и их мощности, показать характер развития докарельского, карельского, байкальского мегакомплексов, мощности и глубины их залегания (см. рис. 2).

Более обобщенная плотностная характеристика пород, слагающих значительные по размерам блоки, иногда дается на основе зависимости между значениями скорости продольных волн и плотности. Однако такая зависимость оказывается однозначной только в некоторых частных случаях. К настоящему времени предложено много разных формул, выражающих связь между этими параметрами. Авторы геоструктурных разрезов рассматриваемого типа проводят сопоставление этих параметров по конкретным областям исследуемой территории в отдельности. Более подробно вопрос об определении средних плотностей блоков и крупных геологических тел земной коры Сибири рассмотрен в работах В. С. Суркова и О. Г. Жеро [1981] и др.

На базе построенной первичной плотностной модели земной коры рассчитывается гравитационный эффект, который затем сопоставляется с наблюдаемым гравитационным полем района. Полученное между ними различие служит мерой несоответствия теоретической модели реальной плотностной дифференциации земной коры по данной линии. На основе анализа этих расхождений производится дальнейшая корректировка первичных построений путем варьирования значениями плотности или толщины намечающихся отдельных блоков и геологических тел разного ранга. Корректировка проводится в логически допустимых пределах так, чтобы эти изменения не противоречили имеющемуся материалу и общим закономерностям геологического строения других, более изученных, территорий. Таким образом, теоретические представления авторов разрезов окончательно увязываются с наблюдаемым гравитационным полем.

Сочетание сейсмических данных с расчетами плотностных неоднородностей, проведенными на основе теории изостазии, позволяет по геолого-плотностным разрезам охарактеризовать региональные изменения мощности земной коры в различных районах Сибири [Мегакомплексы..., 1986]. Мощность земной коры центральных ча-

стей Западно-Сибирской плиты, например, в среднем меньше, чем под окружающими горно-складчатыми сооружениями — Уралом, Центральным Казахстаном, Алтае-Саянской складчатой областью, где она изменяется от 45 до 55 км и характеризуется средними значениями 34—38 км, а на севере плиты — 32—36 км.

Другой важной границей земной коры считается граница, отделяющая гранитно-метаморфический слой от осадочного. По В. С. Суркову и О. Г. Жеро [1981] и многим другим исследователям, данная граница определяется поверхностью геосинклинально-складчатого фундамента.

Построение опорных геолого-плотностных разрезов земной коры в Западной Сибири (как это видно, например, на рис. 2) позволило наметить также основные блоки в составе гранитно-метаморфического слоя, дифференцировать их на отдельные мегакомплексы и показать соотношения различных структурных элементов этих мегакомплексов в вертикальном разрезе. Охарактеризованность разреза плотностными параметрами дала возможность разделить выделенные блоки на фемические и сиалические.

В верхней части складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты по структурным, геологическим, плотностным и глубинным характеристикам удалось выделить в форме блоков различные структурно-формационные зоны. На геолого-плотностных разрезах земной коры четко выделяются блоки земной коры с рифтогенными структурами. Они отличаются от соседних повышенными значениями плотности пород, превышая средние плотности смежных блоков на 0,03—0,05 г/см³. С учетом таких геолого-плотностных профильных построений проведен объемный анализ строения земной коры в пределах Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и их складчатого обрамления.

В консолидированной части коры Западно-Сибирской платформы выделены блоки, отвечающие структурно-формационным зонам разного типа. Для определения типовой принадлежности таких блоков использовались карты гравитационных (особенно остаточных) и магнитных аномальных полей, материалы глубокого бурения и общие геологические зависимости, установленные в прилегающих к данному участку Западно-Сибирской плиты открытых районах.

К антиклинорным и мегантиклинорным зонам здесь отнесены сиалические блоки, характеризующиеся небольшими значениями плотности пород и преимущественно отрицательными или относительно пониженными значениями физических полей. Размеры таких блоков 50—150 км в ширину и более 500 км в длину. В рельефе поверхности геосинклинальных комплексов они проявляются в виде линейных поднятий.

К унаследованным эвгеосинклинальным синклиниям отнесены блоки консолидированной земной коры, характеризующиеся большими значениями плотности (2,71—2,76 г/км³), зонами интенсивных положительных линейных аномалий гравитационного и магнитного полей. Размеры блоков такие же, как и у антиклинорных. В рельефе поверхности геосинклинальных комплексов они представлены прогибами.

К грабен-рифтам отнесены геологические структуры, имеющие узкие линейные формы с поперечными размерами в 40—80 км и протяженностью 200—1000 км и более. Рифтовый комплекс этих структур образован базальтоидами с плотностью 2,75—2,80 г/см³. Как в гравитационном, так и в магнитном полях данные структурно-формационные зоны представлены в виде полос линейных высокоинтенсивных положительных аномальных зон. В фундаменте плиты рассматриваемые зоны представляются в виде зон прогибов.

На профиле Березово — Туруханск (см. рис. 2) с запада на восток в фундаменте платформы, например, последовательно выделяется следующий ряд тектонических зон: Сысконсыньинский, Шеркалинский, Яхинский синклинорий и мегасинклинорий, Северо-Сосьвинский, Нурмитский, Северо-Ямальский, Тазовский антиклинорий и мегантиклинорий. На модели выражены также Надымская и Няндояхская впадины. Очень четко проявляется рифтовая система в виде Худуттейского, Колтогорско-Уренгойского и Худосейского грабен-рифтов.

Такая классификация блоков земной коры проведена для всей территории Западно-Сибирской плиты, в результате чего составлена карта тектонического строения региона, как в плане, так и по вертикали. Намечена схема развития сети палеорифтов на территории Западно-Сибирской плиты. Слоисто-блоковая дифференциация верхней части земной коры, полученная в результате построения опорных профилей, явилась основой также для составления тектонических карт мегакомплексов, характеристика которых приведена в недавно опубликованной монографии [Мегакомплексы..., 1986].

Особенности строения консолидированной земной коры на территории Сибири, ее вертикальная и горизонтальная расслоенность хорошо видны на приведенных в «Атласе...» глубинных геолого-плотностных разрезах, пересекающих Западно-Сибирскую и Сибирскую платформы и их складчатое обрамление.

Характерной чертой структуры коры является ее блоковое строение. Выделенные разломы в большинстве случаев представлены сложнопостроенными зонами, с формированием которых, очевидно, связаны проявления магматизма. По положению, значимости в общей структуре, размерам и глубине заложения среди них различаются, во-первых, зоны глубинных разломов, разграничивающие разновозрастные складчатые системы фундамента, во-вторых, глубинные разломы, определяющие региональные черты блоковой структуры земной коры, и, в-третьих, внутрикоровые разломы, характеризующие блоковое строение верхней части гранитно-метаморфического слоя.

С помощью пересчета сейсмических скоростей в плотности и моделирования глубинной структуры по гравитационному полю была получена плотностная характеристика пересекаемых профилями блоков земной коры Сибири и определены мощности слагающих ее основных слоев.

Сейсмоструктурные разрезы земной коры. Сейсмоструктурные профильные модели земной коры создаются прежде всего на основе

данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с целью общего структурного расчленения ее объема. Задача эта имеет исключительно важное значение потому, что нахождение каких-либо объективных критериев и методов разделения земной коры на части открывает широкие возможности для проведения дальнейших многоплановых исследований данного объекта.

О том, что подобные задачи общего структурного расчленения изучаемых объектов всегда были первоочередными в теории и практике познания, свидетельствует история всего естествознания.

Начиная с момента открытия А. Мохоровичичем в 1909 г. нижней границы земной коры, над решением задачи ее общего структурного расчленения по сейсмическим данным работали многие ученые. В первых структурных моделях А. Мохоровичича вся консолидированная часть земной коры представлялась как один слой толщиной порядка 50 км, выше которого располагался относительно маломощный осадочный слой с более низкими скоростями распространения сейсмических волн. После того, как В. Конрадом (1925 г.) внутри этой консолидированной части земной коры по записям сейсмических волн от землетрясений была выявлена еще одна граница (поверхность К), многие ученые на основе имевшихся тогда данных стали использовать двухслойную модель консолидированной части земной коры. Верхний слой ее Г. Джефрис в 1926 г. назвал гранитным, а нижний — базальтовым. И хотя названия этих слоев были чисто условными (они указывали лишь на то, что скорости распространения сейсмических волн в одном случае близки к скоростям их распространения в гранитах, а в другом — к скоростям волн в базальтах), модели строения земной коры, в которых обособляются осадочный, гранитный и базальтовый слой, получили очень широкое распространение. Они до сих пор встречаются в новейших учебниках по геологии. Базируются такие модели фактически не на экспериментальных данных, получаемых по профилям ГСЗ, а на старых идеях, берущих свое начало от работ Ч. Дарвина о том, что главными элементами земной коры должны быть ее мощные слои, различающиеся по своему химическому составу. В соответствии с такой идеей о петрохимической глобальной расслоенности приповерхностных зон Земли еще Э. Зюсс (1909 г.), А. Вегенер (1925 г.) и другие геологи выделяли и показывали на гипотетических разрезах консолидированной коры два главных слоя — сиаль и симу. Однако первые же региональные работы, проведенные в нашей стране по методу ГСЗ Г. А. Гамбурцевым и др., показали гораздо большую расслоенность земной коры в конкретных ее разрезах.

Трехслойные модели, на которых ранее показывались осадочный, гранитный и базальтовый слои земной коры, в 1950-х годах начали постепенно заменяться многослойными моделями ее строения. На всех простых слоистых моделях (одно-, двух-, трех- и многослойных), имевших большое распространение в научной литературе вплоть до 1960-х годов, в качестве главных структурных единиц выступали слои земной коры, которые с самого начала сейсмоструктурного моделирования коры понимались как некоторые ее части,

расположенные в каждом конкретном вертикальном разрезе, между двумя ближайшими опорными горизонтами. Слои земной коры в упомянутом смысле вполне отвечали фундаментальному понятию «структурный элемент». Они позволяли достаточно строго расчленять весь объем земной коры, разделять ее на такие составные части, которые имеют в геоморфологических координатах свою собственную форму, занимают в этих координатах определенную структурную позицию и четко увязываются с другими элементами земной коры. При сопоставлении таких слоев земной коры с тектоническими единицами, обособленными в ней по геологическим наблюдениям на дневной поверхности, вполне однозначно устанавливается ранг тех и других объектов. Из сравнения видно, что слои земной коры в общей ранговой шкале тектонических единиц занимают положение между тектоническими комплексами и геоструктурными областями (см. элементы 7—9 в табл. 1). В платформенных областях, в частности, верхний слой земной коры почти всегда представлен осадочными чехлами, состоящими из тектонических комплексов разной геометрической формы (седиментационных плитных комплексов и орогенных впадин), которые используются для характеристики внутреннего строения платформенных чехлов. Таким образом, слои земной коры в традиционном их понимании являются весьма удобными структурными единицами в системном тектоническом анализе земной коры.

Дальнейшее развитие техники и теории волн, регистрируемых при ГСЗ, расширение фронта региональных работ по непрерывному профильному зондированию земной коры, а также сверхглубокого бурения неожиданно привели к тому, что в решении проблемы общего структурного расчленения земной коры возникла кризисная ситуация, которая в какой-то мере сохраняется до настоящего времени. Дело в том, что за последние два десятилетия экспериментально на большом фактическом материале были опровергнуты возникшие на более ранних этапах глубинных сейсмических исследований упрощенные представления о якобы повсеместной и непрерывной расслоенности земной коры. Надежды на возможность повсеместного выделения в земной коре каких-то непрерывно прослеживаемых на одном и том же уровне слоев, позволяющих расчленять ее на четкие субгоризонтальные слои элементарно простого вида, в настоящее время окончательно утрачены. С накоплением новых данных по непрерывному профилированию стало очевидно, что опорные сейсмические горизонты в целом имеют прерывистый вид, а заключенные между ними геофизические слои земной коры (см. рис. 3) лишь на отдельных относительно небольших своих отрезках напоминают ту простую субгоризонтальную расслоенность земной коры, которая ранее показывалась на сейсмических колонках и региональных профильных разрезах, составленных преимущественно по результатам точечного зондирования. На сейсмических разрезах непрерывного профильного зондирования стали показываться субвертикальные разрывы. В результате простая многослойная модель Г. А. Гамбурцева в конце 1960-х годов была трансформирована в так называемую «блоково-

слоистую» модель [Космийская, 1968]. На конкретных профилях, построенных по этой модели, уже не показывались, по крайней мере в явном виде, ни слои земной коры в геофизическом смысле этого слова, ни ясно очерченные ее блоки. Под «блоковостью» понималась лишь наблюдавшаяся по отдельным сейсмическим колонкам резкая изменчивость мощностей и скоростей отдельных слоев в плане, а также наличие в некоторых зонах на профиле четких вертикальных контактов. Построение структурных разрезов по профилям ГСЗ сводилось в таких моделях к изображению фиксируемых в объеме коры прерывистых границ двух типов: опорных сейсмических горизонтов и вертикальных дизъюнктивов. Слои в подавляющем большинстве случаев теперь стали выделяться лишь на отдельных скоростных колонках. В конечном итоге конкретные «блоково-слоистые» профильные разрезы земной коры, построенные по линиям глубинного сейсмического зондирования, оказались для решения задач общего структурного расчленения земной коры малоприспособленными по той простой причине, что на них не показываются какие-либо объемные единицы, соответствующие общенаучному понятию «структурный элемент». Все это заставило нас по ходу выполнения программы «Атласа...» искать новые методы построения глубинных сейсмических разрезов земной коры, которые, с одной стороны, не противоречили бы накопленным в этой области экспериментальным данным и теоретическим знаниям, а с другой — позволяли бы практически решать задачи объемного расчленения земной коры по конкретным ее профильным разрезам.

Предлагаемый в данной работе вариант решения задачи объемного структурного расчленения земной коры представлен на рис. 3 в виде конкретного сейсмоструктурного профильного разреза, проходящего по линии глубинного сейсмического зондирования. Такие разрезы строятся на базе представлений о ступенчато-слоистом характере общей физико-химической расслоенности земной коры [Вотах, 1985]. В качестве главных структурных единиц здесь, так же как и на простых слоистых моделях, выступают объекты, именуемые геофизическими слоями земной коры, т. е. любые ее части, заключенные в вертикальном разрезе коры между двумя ближайшими опорными сейсмическими горизонтами.

Геометрия слоев, обособляемых в сейсмоструктурных разрезах, как это видно на рис. 3, значительно отличается от тех простых форм, которые показывались на первых слоистых моделях земной коры, построенных по данным точечного ее зондирования. С проявлением дополнительной сейсмической информации по непрерывным профильным разрезам ГСЗ стало ясно, что эти слои не прослеживаются на огромных территориях, как это считалось раньше. Профильным зондированием во многих регионах теперь установлено, что подошва геофизических слоев может на отдельных участках резко (ступенями, или квантами) менять уровень своего положения и скачком по дизъюнктивным сейсмическим границам переходить с одного реперного уровня, зафиксированного в геоморфологических координатах, на другой.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сибири показало, что число субгоризонтальных границ, расположенных на различных глубинах, в разных районах не остается одинаковым. При этом общая расслоенность земной коры, как правило, изменяется в диапазоне от одного до восьми опорных сейсмических горизонтов в каждой конкретной колонке. Наблюдаемые в них пологие сейсмические границы обусловлены не только изменениями в формационном, минеральном или химическом составе земной коры. Сейсмоструктурная расслоенность земной коры в целом зависит от многих других факторов, отражающих современное физико-химическое состояние глубоких недр: 1) наличия локальных зон, разуплотнения, 2) повышения содержания воды, 3) изменения температурного режима, 4) наличия структурных этажей с различными физическими характеристиками горных пород, 5) региональной метаморфической зональности, а также фазовых переходов.

Широко распространенное представление о том, что в вертикальном разрезе земной коры должны присутствовать осадочный, гранитно-метаморфический и базальтовый слои, ниже которых находится ультрабазитовая зона (*a, e, d* на рис. 4), подкрепляется современными теориями общей метаморфической зональности геологических образований и теоретической возможностью их деления по $P - T$ -условиям образования. Однако такие теории верны лишь в первом приближении: они достаточно хорошо описывают те частные случаи, когда температура и давление равномерно с глубиной увеличиваются, будучи при этом связаны между собой линейными зависимостями (оси T и P на рис. 4).

На самом деле в реальной земной коре указанные параметры температуры и давления очень часто изменяются независимо друг от друга и по-разному в различных районах. К этому следует добавить, что и механические свойства расплавов, горных пород и названных формационных групп резко различаются, что также приводит к их частичному механическому смещению друг с другом. В результате этого показанный на рис. 4 «чистый» вариант физико-химической модели расслоения земной коры — с обособлением в ее составе осадочного, гранитоидного и базальтового слоев — для объяснения геофизической расслоенности земной коры оказывается во многих случаях непригодным. В ее структуре при расчленении даже на уровне тектонических комплексов гораздо чаще обособляются комплексы «смешанного» состава, в которых присутствуют осадочные, гранитоидные и базальтоидные формации, находящиеся в самых разнообразных сочетаниях друг с другом. По этим сочетаниям легко различаются восемь видов физико-химических рядов тектонических комплексов (осадочные, осадочно-базальтоидные, осадочно-гранитоидные и т. д.), которые, будучи сближенными по своему пространственному положению в отдельных областях, нередко образуют слои земной коры соответствующего состава, отражающего физико-химические состояния недр.

На профилях ГСЗ хорошо видно, что теоретически возможное число слоев в земной коре примерно равно общему числу видов ве-

вещественных рядов тектонических комплексов (сравните рис. 2 и 3). Слои земной коры, как и вещественные ряды ее тектонических комплексов, формируются под влиянием практически одних и тех же физико-химических параметров и имеют при этом одинаковое число ступеней, отражающих эволюцию той среды, в которой они образуются (восемь вещественных рядов различных по своим свойствам тектонических комплексов и примерно столько же слоев в земной коре). По этой причине практически очень удобно, а в содержательном смысле — целесообразно, обозначать малыми латинскими буквами как последовательность геофизических слоев земной коры, так и физико-химические ряды тех тектонических комплексов, которые в состав этих слоев входят (см. рис. 3 и 4).

Представленные на сейсмоструктурных профильных разрезах слои земной коры можно рассматривать как наиболее крупные ее физико-химические неоднородности, соответствующие элементу 8 в табл. 1. Разрешающие возможности метода ГСЗ таковы, что структурные элементы меньших рангов (тектонические и формационные комплексы, а тем более — фации и горные породы) данным методом практически не выявляются. Границы между слоями земной коры, следовательно, проводятся с большим осреднением, с точностью до размеров конкретных тектонических и формационных комплексов. В этих границах отражаются, вероятно, фундаментальные физико-химические свойства среды, генерируемые достаточно крупными ее объемами, отвечающими целым тектоническим комплексам и их рядам, но не петрохимическим слоям горных пород.

Геологическая интерпретация сейсмоструктурных профилей ГСЗ, основанная на физико-химических свойствах тектонических комплексов, а не на свойствах самих горных пород, дает возможность без особых противоречий увязывать между собой данные по сверхглубокому бурению, тектоническому расчленению и глубинному сейсмическому зондированию земной коры. С этой точки зрения можно, в частности, говорить о том, что Кольская сверхглубокая скважина на данном этапе ее бурения полностью вскрыла карельский тектонический комплекс — Печенгскую впадину, которая по своим физико-химическим свойствам соответствует слою *d*. Скважина прошла также расположенный ниже гранитно-гнейсовый слой *e* и вошла на глубину около 11—12 км в следующий геофизический слой *f*, базитовая составляющая которого данной скважиной еще не вскрыта.

Проблема региональной корреляции опорных сейсмических горизонтов и слоев земной коры (даже тех, что показаны на рис. 2 и 3) еще далека от окончательного решения. Но региональные шкалы реперных сейсмических границ уже предложены для многих областей земной коры. Можно надеяться, что скоррелированные между собой сейсмоструктурные профильные разрезы уже в ближайшем будущем помогут в полной мере раскрыть структуру современного физико-химического состояния различных областей земной коры.

Схема, на которой показано строение дорифейских образований Сибири, значительно отличается от других карт комплекта.

Площадь участков выходов дорифейских пород на поверхность едва ли превышает 5% общей территории. Число скважин, вскрывших дорифейский фундамент под чехлом плит, не достигает и сотни. К настоящему времени площади выходов дорифейских пород на поверхность полностью покрыты среднемасштабной съемкой. Результаты съемочных работ отражены в многотомной серии «Геология СССР». Однако съемка проводилась в основном в начале 60-х годов, когда многие методические вопросы изучения дорифейских толщ не были решены. Последующие тематические и крупномасштабные съемочные работы дополнили и существенно изменили представления об общей структуре нижнего и среднего докембрия. Изменилась стратиграфическая шкала докембрия и даже принципы ее построения. Получены новые достоверные датировки, противоречащие ранним представлениям о взаимоотношениях отдельных подразделений.

В последние десятилетия предметом острых дискуссий является тектоническая природа дорифейских толщ. Многие исследователи полагают, что учение о геосинклиналях, лежащее в основе составления «Атласа», вообще неприменимо к дорифейским образованиям. Особенно сложна ситуация с определением природы древних глубокометаморфизованных комплексов. Лишь в самое последнее время в Сибири начинают выделяться комплексы и структурные элементы, широко развитые на других территориях, как то комплекс серых гнейсов, зеленокаменные пояса и т. д., хотя далеко не всегда с достаточными основаниями.

Очень большие сложности возникают в процессе районирования закрытых площадей. Подавляющее большинство карт и схем районирования Сибири или ее отдельных регионов составлено в предположении, что аномальные гравитационные и магнитные поля обусловлены неоднородностями дорифейского фундамента. Между тем уже сейчас имеется множество прямых указаний на относительную молодость этих полей, а методы снятия влияния на поле молодых деформаций не разработаны. Поэтому достоверность карт, на которых закрытые чехлом территории показаны подчас с большей детальностью, чем обнаженные, представляется весьма малой.

Особо следует сказать о территории Западно-Сибирской плиты. Здесь присутствие дорифейских образований лишь намечается по косвенным признакам. В существующих моделях строения плиты, часто взаимоисключающих, предполагается распространение этих толщ на всей территории, в отдельных массивах или полное отсутствие дорифейских кристаллических пород.

В этих условиях для соблюдения принципа однородности описания (Ю. А. Косыгин) представилось естественным изобразить строение дорифейских толщ на всей территории в крайне схематизированной форме.

Удоканский мегакомплекс. Удоканская свита была выделена в 1933 г. Е. С. Бобиным и Е. В. Павловским. Наиболее подробно она изучена, описана и переведена в ранг серии Л. И. Салопом [1964]. Он подразделил серию на три подсерии: кодарскую, чинейскую и кеменскую, указав на их в общем согласные взаимоотношения. Позже Ю. С. Перфильев обнаружил несогласие между чинейской и кодарской подсериями, включив относившиеся к последней свиты в подстилающий комплекс. Некоторые геологи отмечали также существенные различия чинейской и кеменской подсерий, предполагая между ними несогласие или перерыв. Новые данные, полученные в процессе геологической съемки В. Н. Бурмистровым и О. П. Апольским [1986], существенно уточняют объем и природу мегакомплекса.

По-видимому, в мегакомплекс следует включить лишь чинейскую подсерию схемы Л. И. Салопа, увеличив ее объем за счет аянской свиты «кодарской подсерии». Остальные свиты этой «подсерии» либо принадлежат сахаборскому мегакомплексу (сыгыхтинская, ортурахская, борурахская), либо коррелируются со свитами чинейской подсерии (икабийская). В. Н. Бурмистров и О. П. Апольский приводят также излагаемые ниже веские доводы в пользу отнесения «кеменской подсерии» к более молодому мегакомплексу.

! Нижняя часть мегакомплекса (аянская и инырская свиты) сложена ритмичным чередованием кварцитов, метапесчаников, металавролитов и кварц-биотитовых сланцев. Чередование имеет флишевый характер, к тому же обильны флишевые знаки и косая слоистость. В верхней части появляются карбонатные породы и граувакки (возможно, метаморфизованные туфогенные породы), а также магнетитовые и медистые песчаники (читкандинская свита) и сланцы (александровская свита). Общая мощность колеблется в пределах 3—5 тыс. м.

Толща метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации, довольно сильно дислоцирована (установлено не менее трех фаз складчатости).

С удоканской серией давно параллелизуется желтулакская, обнаженная в зоне Становика — Джугджура. А. А. Ельянов и соавторы [1985] подразделяют ее на две толщи. Нижняя сложена двуслюдяными сланцами и мусковитсодержащими кварцитами с прослоями зеленых сланцев, порфиритоидов и высокоглиноземистых сланцев. Количество порфиритоидов возрастает вверх по разрезу, а в средней части содержатся пакеты и линзы доломитовых мраморов, углистых сланцев и метаконгломератов. Эта толща, мощность которой оценивается в 1000—1100 м, сильно дислоцирована, прорвана габбро-диабазами, плагиогранитами и гранитами и вблизи интрузий слабо гранитизирована. В верхней толще преобладают филлиты, чередующиеся с метаконгломератами, метапесчаниками, углистыми сланцами и порфиритоидами. Количество метаэффузивов возрастает в верхней части разреза. Неполная мощность оценивается в 1200 м. Толща залегает моноклинально, прорывается гранитами.

ванные толщи кварцитов, конгломератов, фибролит-двусланцевых, роговообманковых, эпидот-амфиболитовых и других кристаллосланцев. Отмечаются невыдержанная мощность прослоев, реликты косоугольной слоистости, плохая сортировка терригенного материала. Принадлежность их к тому или иному этажу мегакомплекса не очень ясна.

Радиометрические датировки мегакомплекса скудны. Отсюда противоречивые определения его возраста. Некоторые исследователи (В. С. Федоровский, А. Ф. Петров и др.) относили мегакомплекс к нижнему протерозою, другие (М. З. Глуховский, В. М. Моралёв) — к архею — нижнему протерозою или к верхнему архею (палеопротозой Л. И. Салопа и др.). Возраст вулканизма в Олондинском тропе определен в 2960 ± 70 млн. лет по акцессорным цирконам из метадацитов, а плагиогранитов, прорывающих и метаморфизующих осадочно-вулканогенные толщи — в 2820 ± 20 млн. лет [Бибилова, Кирилова и др., 1984]. Цирконы из габбро и лейкогаббро унгринского магматического комплекса показали 2040 ± 20 млн. лет [Бибилова, Грачева и др., 1984]. Событие этого времени интерпретируется как эпоха завершения IV цикла и возраст последнего этапа высокотемпературного метаморфизма. Эти реперные определения показывают, что мегакомплекс следует относить к верхнему архею — нижнему протерозою.

Тектоническая природа мегакомплекса определяется обычно вне терминологии учения о геосинклиналях. Якутские геологи (К. Б. Мокшанцев, А. Ф. Петров и др.), исходя из концепции стадийного необратимого развития коры, считают его дейтероорогенным. Другие (А. М. Лейтес, В. С. Федоровский и др.) применяют к нему нейтральный термин «тропогенный». Часто формы, слагаемые мегакомплексом, сопоставляют с зеленокаменными поясами других щитов (В. М. Моралев, В. С. Коген и др.). В последнее время распространилось мнение о рифтогенной природе этих форм (В. С. Федоровский и др.). Лишь иногда [Бирюлькин и др., 1983; Борукаев и др., 1977] указывается на известное сходство мегакомплекса с эвгеосинклинальными.

Строго говоря, с зеленокаменными поясами может быть сопоставлена лишь Олондинская форма. Только здесь обнаружены типичные коматииты, выше которых залегает толща дацитов. Толщи тунгурчинского и тасмиэлинского уровней, вероятно, имеют иную природу. В. А. Кудрявцев и соавторы [Бирюлькин и др., 1983; и др.] считают, что они отлагались не в узких тропях, а в обширных зонах на сиалическом основании. «Троповый» обстановке накопления толщ противоречит факт их залегания в тектонических клиньях и полосах, ограниченных разломами, наклоненными в одну сторону [Богомолова и др., 1985]. Возможно, эти толщи следует относить к образованиям бассейнов [Борукаев, 1985]. Термин «бассейн» также нейтрален и очень широко распространен в зарубежной литературе.

Ввиду неразработанности вопроса все толщи сахаборского мегакомплекса на схеме объединены в общий класс образований тропы, впадины и бассейнов.

Полигоном, на котором решаются кардинальные вопросы геологии дорифейских образований, служит территория Алданского щита. Большая площадь, удовлетворительная обнаженность, хорошая изученность, разнообразие структурных ситуаций и полнота разреза — все эти признаки поставили Алданский щит в особое положение среди других областей Сибири, в которых древние толщи выходят на поверхность.

Вопросы расчленения и корреляции дорифейских образований рассматривались на Всесоюзном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Участники секции нижнего докембрия пришли к согласованному решению, что на нынешней стадии изученности расчленение и корреляция могут осуществляться на основе вещественного состава, степени и характера метаморфизма, положения в разрезе и особенностей структуры толщ. Очевидно, что такая процедура по своей сути является тектонической и вполне отвечает задачам составления «Атласа...». В качестве типового был принят разрез Алданского щита, в котором выделен ряд надгоризонтов. Каждый надгоризонт отделен от смежного по вертикали поверхностями несогласий и может рассматриваться как самостоятельный мегакомплекс. Принятые на совещании корреляционные таблицы использованы как стратиграфическая основа «Атласа...», хотя в некоторых случаях новые материалы или разработки заставили внести в них существенные коррективы.

В силу изложенных выше трудностей на схеме структуры архея — нижнего протерозоя не удалось показать размещение мегакомплексов на всей территории Сибири. Вместе с тем их краткое описание, проводимое ниже, позволяет проследить основные черты эволюции земной коры Сибири на ранних этапах развития планеты. Вопросы размещения мегакомплексов будут рассмотрены отдельно.

Мегакомплекс инфраструктуры. Этот полигенный и, вероятно, разновозрастный мегакомплекс выделен на Алданском щите сравнительно недавно под названием комплекса основания [Жицул и др., 1979]. Многие исследователи высказывали мысль о наличии на щите толщ, более древних, чем иенгурская серия. К ним относились разные по составу чекчойская, горбыляхская, кабактинская свиты, слагающие сравнительно небольшие участки. Ныне можно считать установленным, что мегакомплекс распространен весьма широко и на всей площади представлен гнейсами.

В среднем течении р. Олёкма толща сложена биотитовыми, биотит-амфиболитовыми и амфиболитовыми плагиогнейсами, реже гнейсами с маломощными прослоями кристаллических сланцев и амфиболитов. Минеральные ассоциации отвечают амфиболитовой фации. В верховьях р. Алдан толща замещается биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранито-гнейсами с реликтами эндербитов. К северу и востоку они постепенно переходят в чарнокито- и эндербитогнейсы. Шире распространена толща эндербито-гнейсов, слагающая Курультинский, Сутамский, Сеймский и Тырканский блоки, часть Олекминской зоны (Оломоkitский блок). В Суннагинском блоке эндербито- и чарнокито-гнейсы развиты на площади равномерно.

При некоторых петрохимических различиях состав мегакомплекса на территории щита выдержан, в общем соответствует составу магматических ассоциаций, устойчива его бимодальность. Отметив это, В. Л. Дук, В. И. Кицул с соавторами [Ранний докембрий..., 1986] полагают, что мегакомплекс является инфракрустальным, отвечающим широко распространенным на щитах древних платформ серым гнейсам, т. е. породам тоналит-трондjemитовой серии. Переходы эндербито- и чарнокито-гнейсов в верховьях р. Алдан в биотитовые плагиогнейсы и гранито-гнейсы объясняются регрессивным метаморфизмом.

Структурные исследования В. Л. Дука, В. В. Балаганского и других показали, что эндербито- и чарнокито-гнейсы участвуют в деформациях I—II циклов.

Радиометрические датировки разными методами дают разброс от 3800 до 1700 млн. лет. Большинство дат укладывается в интервалы 2800—2500 и 2100—1750 млн. лет, отражая проявления наложенных процессов. В последнее время получены новые древние датировки по цирконам U — Pb изохронным методом. Возраст ранней генерации цирконов из сквалитов гиперстенных плагиогнейсов (коллекция Г. М. Друговой), заключенных в виде линз и пятен в чарнокито- и эндербито-гнейсах (р. Алдан, выше устья р. Чемпуло), определен О. А. Левченковым U — Pb методом в интервале от 3700 до 3400 млн. лет. Эти цифры рассматриваются как минимальное значение возраста фундамента и время раннего высокотемпературного метаморфизма [Левченко и др., 1985].

Косвенные свидетельства древности мегакомплекса — приуроченность его выходов к наиболее глубоко эродированным положительным формам (Нижне-Тимптонский купол, Гонамо-Сутамская антиформа) и их отсутствие в отрицательных. Сопоставления с серыми гнейсами других континентов, также залегающими в основании разрезов архейских толщ, могут указывать на большую древность (около 3,5 млрд. лет) мегакомплекса.

В восточной части щита мегакомплекс широко распространен также в Батомгском блоке, где выделяется под названием одноименной серии. Это амфиболовые и биотитовые гнейсы и кристаллосланцы, амфиболиты.

Гомологи серых гнейсов выделены также на Анабарском щите О. М. Розеном и Б. Г. Лутцом, правда, в разных объемах. Б. Г. Лутц [1984], в частности, считает, что к ним надо относить развитые в юго-западной части щита однородные гранито-гнейсы, близкие по составу трондjemитам.

Вероятно, к рассматриваемому мегакомплексу следует отнести гнейсы Ауланджинской полосы Омолонского массива. Е. В. Библикова и др. [1981] отметили их сходство с серыми гнейсами и установили древний (около 3,4 млрд. лет) возраст. Вопрос о присутствии мегакомплекса в других районах выходов дорифейских толщ на поверхность требует дальнейшего изучения.

Алданский мегакомплекс. Выделен, изучен и расчленен Д. С. Коржинским в начале 30-х годов. Включает в себя древние

серия, развитая в пределах Амедичинской полосы, сложена гранат-силлиманитовыми плагногнейсами (литологические аналоги — граувакки К—Na профиля), биотитовыми гнейсами и сланцами, кварцитами с прослоями железистых кварцитов и известково-силикатных пород. Амфиболовые сланцы преобладают в составе балаганской толщи.

Становая серия, долго рассматривавшаяся как продукт регионального регрессивного метаморфизма пород алданского гранулитового мегакомплекса, по-видимому, все же представляет собой самостоятельное подразделение. Это монотонное чередование биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых плагногнейсов, реже сланцев. В юго-восточной части зоны Становика — Джугджура преобладают роговообманковые сланцы основного и среднего состава при подчиненной роли биотитовых и двуслюдяных, часто глиноземистых гнейсов (усть-гилюйская серия). Детальные исследования структуры и метаморфизма привели В. Л. Дука, В. И. Кицула и их сотрудников к представлениям о примерной одновозрастности тунгурской и становой серий.

Толщи нижнего этажа (тунгурская серия и ее возрастные аналоги) прорваны комплексом ультраосновных — основных малых тел и комплексом гранодиорит-плагногранитов и гранитов, а также более молодыми, сложными по строению комплексами (унгринский габбро-плагногранитный, чародаканский гранитный и др.), которые относятся к позднестановой эпохе. Осадочно-вулканогенные образования этой эпохи представлены только чульманской серией слюдяных кварцитов, амфиболовых сланцев и микрогнейсов.

Верхний этаж представлен тасмиэлинской серией и ее возрастными аналогами (субганской, ярогинской и др.), залегающими в узких линейных грабенах. Тасмиэлинская серия сложена метакогломератами и метапесчаниками при подчиненной роли слюдяных сланцев. В полных разрезах отмечается ритмичное чередование пачек (до шести) мощностью 60—250 м, в которых обломочный материал уменьшается в размерах вверх по разрезу. Субганская серия представлена амфиболовыми, двуслюдяными и глиноземистыми сланцами, а ярогинская — по составу и строению тяготеет к тасмиэлинской (в разрезе преобладают кварцитовидные песчаники). Этаж прорван дайками и небольшими массивами габбро-диабазов и малыми телами гранитов и кварцевых диоритов.

Деформации, вызвавшие разделяющее этажи несогласие, отнесены В. Л. Дуком и соавторами к IV циклу. Они привели к образованию тектонических клиньев, ограниченных с обеих сторон разломами, наклоненными довольно полого в одну сторону. Ориентировка клиньев преимущественно субмеридиональная. Зонам разломов свойствен диафторез. К V циклу отнесены деформации верхнего этажа. С ними связаны раннекинематические габбро-диабазы, диабазы, реже диориты и позднекинематические граниты, а также малые тела кварцевых диоритов, монзонитов, сиенит-диоритов.

В Батомгском блоке субганский комплекс слагает Маймаканскую и Угаянскую полосы. Здесь вскрываются зонально метаморфизо-

движения интенсифицируются. Здесь развиты мегаграувакки и в небольшом количестве метатоленты. В Восточно-Алданской зоне роль граувакк резко возрастает. Основание вулканогенно-осадочных толщ здесь не обнажено, а характер толщ позволяет полагать, что серогнейсовый фундамент в зоне отсутствует. Он появляется вновь в Суннагинской зоне, а затем — в Батомгской. На Анабарском щите роль стабильного блока играла, вероятно, Верхне-Куонамская глыба.

В других областях выходов мегакомплекса на поверхность подобной картины не улавливается, вероятно, в силу небольшой площади обнаженных участков. Однако уже в приведенных примерах вскрываются принципиальные черты строения мегакомплекса. Кварциты и высокоглиноземистые породы сходны с формациями платформенных чехлов. На этом основании ряд исследователей выделяет на территории щита протоплатформенный блок или срединный массив. В то же время по степени дислоцированности, ассоциации с толентами и повышенной мощности эти толщи близки геосинклинальным комплексам, откуда появились представления о пермобильном (пангеосинклинальном) режиме. Ограничившись этим примером, отметим только, что от использования учения о геосинклиналях в интерпретации тектонической природы мегакомплекса было решено отказаться, тем более что восстановление литологических аналогов высокометаморфизованных пород проводится ныне неоднозначно.

Сахаборский мегакомплекс. В этот мегакомплекс включены зонально метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи, слагающие узкие вытянутые полосы в полях широкого распространения мегакомплекса основания, значительно реже — алданского. В литературе известен также под названием «трогового» и субганского.

Объем мегакомплекса иногда расширяется за счет причленения к нему снизу борсалинской серии и ее гомологов. Однако в стратотипе эта «серия» представляет собой диафторированные образования алданского мегакомплекса. Подобные полосы диафторитов и blastomylonites, принимавшиеся за трогги, обнаружены и в других районах Алданского щита. На Анабарском щите они первоначально тоже принимались за участки распространения супракрустальных отложений, выделявшихся под названием верхнеламайской свиты.

На Алданском щите мегакомплекс построен сложно. Его нижний этаж составляют тунгурчинская серия и ее аналоги (балаганахская, булгуняхтахская и т. п.). В зоне Становика — Джугджура им отвечает становая серия. Вероятно, более низкое в разрезе положение занимает осадочно-вулканогенная толща Олондинской полосы, в которой обнаружены коматиты, а лежащие выше дациты датированы по цирконам 2960 млн. лет.

Тунгурчинская серия залегает в виде тектонических чешуй на мегакомплексе инфраструктуры. Толща представляет собой ритмичное чередование карбонатных пород, метапсаммитов и метапелитов. Она содержит также прослои сланцев основного состава, с которыми обычно ассоциируются железистые кварциты. Булгуняхтахская

радиометрическим датным, может отвечать лишь его части или быть моложе. То же относится к развитым в Забайкалье каларской, могочинской, амалатской сериям, устьмуйской толще, которые геохронологически не охарактеризованы.

В тектонотипе мегакомплекса детальными структурными исследованиями установлено пять циклов деформаций, два из которых проявились во время и непосредственно вслед за накоплением толщ. Главные складчатые и покровно-надвиговые структуры, наложенные на раннюю изоклиналиную складчатость, сформировались в конце II и в IV цикле. Кульминация прогрессивного метаморфизма относится к началу II цикла. В других районах работ подобной детальности не проводилось.

Возраст алданского мегакомплекса до сих пор проблематичен, хотя принадлежность, по крайней мере, его части к архею несомненна. Передко его относят к катархею или нижнему архею, считая древнейшими геологическими образованиями. Обнаружение мегакомплекса инфраструктуры поколебало позиции сторонников такой точки зрения. А. И. Тугаринов неоднократно высказывался в пользу нижнепротерозойского возраста всего мегакомплекса. В. А. Груздев [1981] приводит веские данные о принадлежности к нижнему протерозою желтулинской серии. Очевидно, что проблема еще далека от разрешения. Приведем лишь некоторые новые радиометрические данные.

По цирконам из основных сланцев курультинской серии (Оломокитский и Иманграканский блоки) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом получен возраст 3200 млн. лет (коллекция Г. М. Друговой и С. А. Бушмина; определение О. А. Левченкова). Изохрона пород Иманграканского блока пересекает конкордию в точке 3100 млн. лет [Левченков и др., 1985]. Это значение имеет промежуточный характер из-за смешения зерен двух генераций. Изотопный возраст свинцов ядер цирконов определяется в 3300 млн. лет. Ядра призматические, магматического облика. Следовательно, это значение можно связать со становлением магматических пород. По цирконам «гранулитового» облика наиболее древнее значение составляет 2870 млн. лет. Возраст раннего гранулитового метаморфизма отсюда определяется в интервале 3300—2870 млн. лет.

Тектоническая природа мегакомплекса трактуется также по-разному. Существовавшие ранее взгляды о лунной, пермобильной и других стадиях развития в свете последних данных должны быть пересмотрены. Уже на уровне данного мегакомплекса в случае его обнажения на сравнительно большой площади фиксируется латеральная зональность. Правда, ее интерпретация в терминах учения о геосинклиналях весьма затруднительна.

Высокозрелые кварциты и высокоглиноземистые породы курумканской толщи Алданского щита сформировались, видимо, в стабильной обстановке. Внедренные в них тела амфиболитов можно сопоставить с траппами. Позже стабильная область дифференцируется. Центрально-Алданская зона переходит в орогенное состояние. В обрамляющих ее Иджеко-Сутамской и Западно-Алданской зонах

растание роли переотложенного вулканического материала основного состава в метатерригенных породах снизу вверх по разрезу. Формирование толщ во всех зонах протекало в активной тектонической обстановке.

Джелтулинская серия наиболее широко распространена в Тимптоно-Учурском междуречье. Давно предполагавшееся В. А. Груздевым и И. Д. Вороной несогласное залегание желтулинской серии на пенгурской (федоровской свиты — на верхнеалданской) подтверждено детальными структурными исследованиями. Вероятно, на этом же стратиграфическом уровне находится олекминская толща тонкополосчатых биотитовых и амфиболовых плаггиогнейсов с линзами амфиболитов и редкими прослоями известково-кремнистых пород (Западно-Алданская зона).

Все описанные толщи метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, интродуцированы дифференцированными плутонами и субщелочными гранитами и сиенитами.

Аналоги мегакомплекса на Анабарском щите выделяются под названиями далдынской, верхнеанабарской и хапчанской серий. Две нижние, по-видимому, отвечают пенгурской серии, а хапчанская — желтулинской. Б. Г. Лутц [1984] высказывает интересное предположение, что в юго-западной части щита хапчанская серия залегает с несогласием прямо на мегакомплексе инфраструктуры, тогда как восточнее составляет с нижележащими непрерывный разрез.

Обычно с алданским мегакомплексом сопоставляются также толщи, метаморфизованные в гранулитовой фации и развитые на окраинах Сибирской платформы — в Енисейском кряже, Присаянье, Прибайкалье и Забайкалье, в зоне Становика — Джугджура. Подобным образом Д. С. Коржинский делал вывод об архейском возрасте алданского мегакомплекса, коррелируя его по степени метаморфизма с серией Гренвилл. Тщательные радиометрические исследования показали, что последняя относится к среднему рифею. Ясно, что степень метаморфизма не может служить надежным критерием возрастной корреляции. Новые радиометрические данные [Щербак, Бибилова, 1984] говорят о неоднократном проявлении гранулитового метаморфизма на Алданском щите. Однако реперных радиометрических датировок в Сибири слишком мало. Поэтому вопросы корреляции приходится решать крайне условно.

Вероятно, к алданскому мегакомплексу надо отнести гранулитовые толщи (канская серия) Енисейского кряжа, содержащие двупироксеновые кристаллосланцы. Взаимоотношения выделяемых здесь свит (кузеевская, атамановская) дискутируются и решаются противоречиво. В эрзинской серии (комплексе) Сангиленского массива описаны гранат-кордиеритовые, двупироксеновые гранулиты и гнейсы, кварциты, мраморы, кальцифиры. Булунская серия Юго-Восточного Присаянья сложена преимущественно биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с высокоглиноземистыми породами.

Шарыжалгайская серия Юго-Западного Прибайкалья постоянно сопоставлялась с алданским мегакомплексом, однако, судя по новым

образования К—Na профиля (ныне — силлиманит- и кордиеритсодержащие гнейсы) с линзами карбонатных пород и толеитов (ныне — основные кристаллосланцы). В литологических аналогах установлено два типа дифференциации, отвечающих двум тенденциям осадконакопления. Обогащенные Al, Fe и K породы от граувакковых алевролитов до меланократовых алеврито-глинистых разностей наиболее характерны для сеймской толщи. Они отличаются повышенной железистостью как метавулканитов, так и метаосадочных пород. Толеиты характеризуются максимальной меланократовостью, минимальной щелочностью и имеют переходы к пикритам и пикритобазальтам. Кальциевая ветвь дифференциации от граувакк до известково-силикатных и карбонатных пород в наибольшей мере свойственна холболохской толще.

В Иджеко-Сутамской зоне основные кристаллосланцы часто отвечают по составу коматиитам. Выявлено нефракционированное распределение редких земель в сланцах толеитового состава.

Верхние горизонты мегакомплекса представлены кюрикапской (Восточно-Алданская), иджекской (Иджеко-Сутамская) и федоровской (Центрально-Алданская зона) толщами. Эти толщи (а в Восточно-Алданской зоне и описанная холболохская) включаются в желтулинскую серию. Кюриканская толща сложена ассоциацией метатерригенных пород (гранат-биотитовые плагиогнейсы — граувакковые алевролиты, близкие по составу андезитам и дифференцированные в сторону меланократовых глинистых пород), карбонатных, известково-силикатных пород, основных кристаллосланцев и в большом объеме пород среднего состава (базальты и андезиты Na щелочной серии) при отсутствии основных пород толеитового состава. В этой толще проявлены те же тенденции дифференциации осадков, что и в холболохской, но отличительная черта заключается в гораздо большем содержании Na во всех породах (метавулканитах и метаосадках). Типично ритмичное строение, выраженное в чередовании пачек от нескольких десятков сантиметров до 10—20 м.

В иджекской толще, где тоже преобладают гиперстеновые, двупироксеновые, диопсид-амфиболовые плагиогнейсы и кристаллосланцы, выражена сходная тенденция дифференциации как в метаосадочных породах, так и в метавулканитах. Для основных кристаллосланцев характерно высокое содержание Na и Al. На этом основании в состав иджекской толщи включена ассоциация пород улунчинской свиты района ее стратотипа. Здесь наиболее представлены Na субщелочные базальты, повышенная натровость свойственна и метаосадочным породам.

Федоровская толща представлена роговообманковыми, биотит-(диопсид-, двупироксеп-) роговообманковыми плагиогнейсами, реже — кристаллосланцами, диопсидовыми и флогопит-диопсидовыми породами, кальцифирами и т. д. Амфиболсодержащие прослои отвечают субщелочным базальтам и андезитам (реже известково-щелочным).

Для всех толщ верхнего горизонта мегакомплекса характерны смена толеитовой серии субщелочной андезито-базальтовой и на-

супракрустальные толщи, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации.

В разрезе по р. Тимптон Д. С. Коржинский выделил следующие толщи (снизу вверх).

1. Пенгрская (кварцитсодержащая). Высокоглиноземистые гнейсы и кварциты, переслаивающиеся с гиперстенсодержащими гнейсами и плагиосланцами, а также амфиболитами.

2. Тимптонская (чарнокитовая). Преимущественно биотит-гиперстеновые гнейсы, двупироксеновые амфиболиты и плагиосланцы.

3. Джелтулинская (мраморно-гнейсовая). Известковистые (главным образом диопсидовые) плагиосланцы и гнейсы, амфиболиты, гиперстеновые гнейсы и плагиосланцы, мраморы.

Эта схема сохраняет свое значение и ныне. Правда, чарнокиты отнесены, как было показано, к мегакомплексу инфраструктуры. Поэтому алданский мегакомплекс подразделяется в новых схемах на пенгрскую и джелтулинскую (тимптоно-джелтулинскую) серии (комплексы).

Пенгрская серия широко представлена в Нимнырском блоке — Центрально-Алданской структурно-фациальной зоне. Предполагается, что наиболее древним ее подразделением является курумканская толща, сложенная в основном кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами Na—K профиля с высоким содержанием суммарного и окисного железа. В небольшом количестве (5—10%) присутствуют основные кристаллосланцы и амфиболиты — метаморфизованные аналоги толеитовых базальтов континентального типа.

В Южно-Алданской (Олёкмо-Курультино-Зверевской) зоне возрастные аналоги курумканской толщи представлены, вероятно, толщами граувакк K—Na профиля (гранат-биотитовые плагиогнейсы) с основными кристаллическими сланцами (около 10%). В отличие от курумканской толщи основные кристаллосланцы здесь тяготеют к океаническому типу. В блоке кряжа Зверева большие поля сложены породами среднего и основного состава, отвечающими дифференцированной субщелочной андезито-базальтовой серии. Видимо, эта толща образовалась в иной структурно-фациальной зоне и совмещена с толщей граувакк тектонически.

В области максимального сближения Центрально- и Южно-Алданской зон (Мелемкёнский блок) в курумканской толще появляются железистые и марганцовисто-железистые кварциты, известково-силикатные породы и группа пелитовых пород K—Na профиля. Толща приобретает переходный характер. Это может служить косвенным свидетельством одновозрастности нижних горизонтов пенгрской серии в названных структурно-фациальных зонах, характеризовавшихся на стадии осадконакопления разной тектонической активностью.

Более молодые горизонты мегакомплекса представлены чугинской (Западно-Алданская), сеймской (Иджеко-Сутамская) и холболахской (Восточно-Алданская зона) толщами. Это в основном гранат-биотитовые плагиогнейсы. Предполагается, что их литологическими аналогами были незначительно дифференцированные терригенные

Предполагается, что верхняя толща лежит на нижней согласно. Однако большие различия в степени дислоцированности показывают, что нельзя исключить и несогласного залегания. Тогда, возможно, с удоканским мегакомплексом следует коррелировать лишь одну из толщ (скорее всего нижнюю). Ввиду отсутствия радиометрических данных по породам желтулакской серии этот вопрос не может быть пока решен однозначно.

Постоянно коррелируется с удоканским мегакомплексом также эекитская серия Оленекского поднятия. Это ритмичное чередование метапесчаников, метаалевролитов и филлитовидных сланцев с прослойки кислых эффузивных пород в средней части. Толща смята в складки северо-западного простирания, мощность составляет около 3—3,5 тыс. м. Возраст прорывающих серию гранитов определен К—Аг методом в 2000—1900 млн. лет.

Прямых определений возраста удоканского мегакомплекса нет. Поскольку он несогласно залегает на сахаборском мегакомплексе, верхняя часть которого датируется нижним протерозоем, ясно, что их граница проходит внутри нижнего протерозоя (в интервале 2100—2000 млн. лет). Внутри нижнего протерозоя находится и верхняя граница мегакомплекса (в интервале 1900—1800 млн. лет), ибо прорывающие толщу кодарские граниты рапакиви, интрузирующие также вышележащий улканский (акитканский) мегакомплекс, имеют возраст около 1700—1650 млн. лет.

Улканский (акитканский) мегакомплекс. В тектонотипе в пределах одноименного прогиба с резким угловым несогласием залегает на породах кристаллического основания. В его составе преобладают вулканиты пестрого состава (преимущественно кислого) со щелочной тенденцией и грубозернистые аркозовые песчаники, часто красноцветные [Гамалея, 1968; Константиновский, 1974].

Особо следует рассмотреть вопрос о верхней границе толщ. В схеме, предложенной В. П. Кицулом и соавторами [1979], она проведена по кровле маймаканского комплекса, включающего в себя улканскую, уянскую и учурскую серии. Ю. Н. Гамалея [1968] относил две последние (в объеме биридинской, гонамской и омахтинской свит) уже к платформенному чехлу. По его мнению, наиболее крупное несогласие разделяет элгэтэйскую и биридинскую свиты. А. А. Константиновский [1974] большое значение придает несогласию, ограничивающему биридинскую свиту сверху. Существенно, что выше этой границы из разреза исчезают вулканиты, появляются карбонаты, значительно изменяется характер слоистости. Улканский массив гранитоидов внедрен в элгэтэйскую свиту и, возможно, прорывает биридинскую. М. А. Семихатов и С. Н. Серебряков [Нижняя граница..., 1978], приняв такую трактовку границы, показали, что вышележащие гонамская (совместно с конкулинской фацией) и омахтинская свиты принадлежат нижнему рифею. Видимо, такой вариант ограничения мегакомплекса сверху в настоящее время наиболее обоснован.

В таком объеме разрез мегакомплекса представляется в следующем виде. Базальный горизонт (топориканская свита) сложен пес-

чаниками, кварцитами и конгломератами с прослоями лав основного и среднего состава (200 м). Он сменяется толщей трахибазальтов, трахиандезитов, андезитовых порфиритов и трахитов с подчиненными прослоями и пакетами песчаников (улкачанская свита, 300—400 м). Главную часть мегакомплекса составляют кварцевые порфиры, фельзиты, кварцевые ортофиры и игнимбриты (элгэтэйская свита, 2500—4000 м). Здесь в небольшом количестве содержатся аркозовые, реже полимиктовые песчаники, а также базальтовые порфириты, трахидолериты и трахиандезиты. Вулканисты этого состава вместе с грубозернистыми песчаниками слагают залегающую выше с несогласием толщу (бириндинская свита, до 600 м), завершающую разрез мегакомплекса. Элгэтэйская свита прорвана Улканским плутоном гранитов рапакиви. Серия смята в простые открытые складки с пологими крыльями.

Полным возрастным аналогом улканской серии считается акитканская, слагающая одноименный пояс в Прибайкалье [Бухаров, 1973]. В Акитканском хребте разрез начинается домугдинской свитой, залегающей на подстилающих толщах с несогласием. Свита сложена трахитовыми, трахиандезитовыми и трахидацитовыми порфирами с горизонтами и пачками аркозовых песчаников и черных алевролитов (местами до 30%). Подчиненное значение имеют андезитовые, фельзитовые и кварцевые порфиры. Мощность доходит до 4 тыс. м. Порфиры нередко переходят по простиранию в гипабиссальные тела граносиенит-порфиров I фазы ирельского интрузивного комплекса. Вышележащая чайская свита представлена толщей песчаников и конгломератов мощностью до 3,5 тыс. м. В небольшом количестве присутствуют туфогенные породы.

В Байкальском хребте чайская свита фациально замещается хибеленской, построенной сложнее. В нижней ее части преобладают риолиты, кварцевые порфиры и игнимбриты, чередующиеся с резко подчиненными песчаниками и хлорит-мусковитовыми сланцами. Количество пирокластолитов и игнимбритов увеличивается вверх по разрезу. Эта часть толщи прорвана граносиенитами и гранитами рапакиви II фазы ирельского комплекса. Средняя часть сложена преимущественно терригенными породами, разнообразными по структуре, с редкими горизонтами туфов, базальтовых порфиритов и кварцевых порфиров. Верхняя часть представлена сложным, фациально изменчивым сочетанием пирокластических, терригенных и эффузивных пород с преобладанием кварцевых и фельзитовых порфиров и игнимбритов. Границы подразделений, видимо, диахронны, общая мощность свиты превышает 4—5 тыс. м. Толща прорвана аляскистыми гранитами и граносиенитами III фазы ирельского комплекса.

Пояс образован серией межразломных моноклиналей, в которых пласты наклонены иногда очень круто. Однако признаков альпийно-типной складчатости нет. Чешуи акитканской серии находятся в аллохтонном залегании на более молодых образованиях Иркутского амфитеатра, будучи перемещены уже в раннем палеозое.

Приведенные разрезы характеризуют осадочно-вулканогенную фацию мегакомплекса. Наряду с ней на Алданском щите довольно

широко распространена и осадочная фация. Исключительно или преимущественно терригенными породами сложены угуйская серия одноименной грабен-синклинали и кеменская подсерия Удоканского прогиба. Последняя, как доказано А. Ф. Петровым [1976], В. Н. Бурмистровым и О. П. Апольским [1986], залегает на чинейской и более древних толщах с отчетливым структурным несогласием, часто замаскированным шарьяжами. В составе подсерии преобладают медистые и магнетитовые песчаники (сакуканская свита) и медистые алевритовые сланцы (памингская свита). Песчаники аркозовые в отличие от граувакковых, развитых в чинейской подсерии. В основании сакуканской свиты — базальные конгломераты. Мощность мегакомплекса здесь достигает 3—3,5 тыс. м.

Корреляция угуйской серии с толщами Удоканского прогиба не совсем ясна. Иногда их коррелируют в полном объеме. Тогда кеменской подсерии может сопоставляться кебектинская свита. Но не исключен вариант, что вся угуйская серия соответствует лишь кеменской подсерии. Серия сложена аркозовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями доломитов и сланцев, а также единичными прослоями кислых эффузивных пород. Мощность 500—1500 м, с севера на юг увеличивается. Углы наклона пластов составляют 5—20°, резко увеличиваясь лишь у разрывных смещений.

Алданский щит и Прибайкалье — один из очень немногих районов в мире, где можно наблюдать сравнительно постепенный переход от дорифейских образований к рифею [Нижняя граница..., 1978].

Возраст улканского мегакомплекса оценивается в сравнительно узких пределах. Большинство радиометрических датировок разными методами укладывается в интервал 1900—1650 млн. лет. В старой геохронологической шкале СССР он относился к среднему протерозою, в новой — включается в состав нижнего, составляя его верхнюю часть.

В принятой классификации названные толщи мегакомплекса уверенно относятся к дейтероорогенным образованиям [Петров А. Ф., 1976; и др.].

Тектоническая зональность. На территории Сибири расположен целый ряд крупных структурных элементов, различающихся по типу строения и истории тектонического развития. Это Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита, складчатые области Верхояно-Колымская, Таймырская, а также Центрально-Азиатский складчатый пояс. В пределах каждого из этих элементов могут быть выделены районы, различающиеся по типам строения, составу и способам сочетания дорифейских мегакомплексов. Такие районы вслед К. А. Савинским и Т. В. Мордовской мы будем называть мегаблоками, хотя в схему их районирования внесены некоторые изменения. Их необходимость связана с особенностями строения дорифейских толщ в сравнении с фанерозойскими. Мегаблоки имеют разные размеры, объединяются в складчатые области и пояса и могут подразделяться на блоки, зоны и т. д. (рис. 5).

На территории Сибирской платформы и примыкающей к ней с востока части Тихоокеанского пояса выделяются три крупные

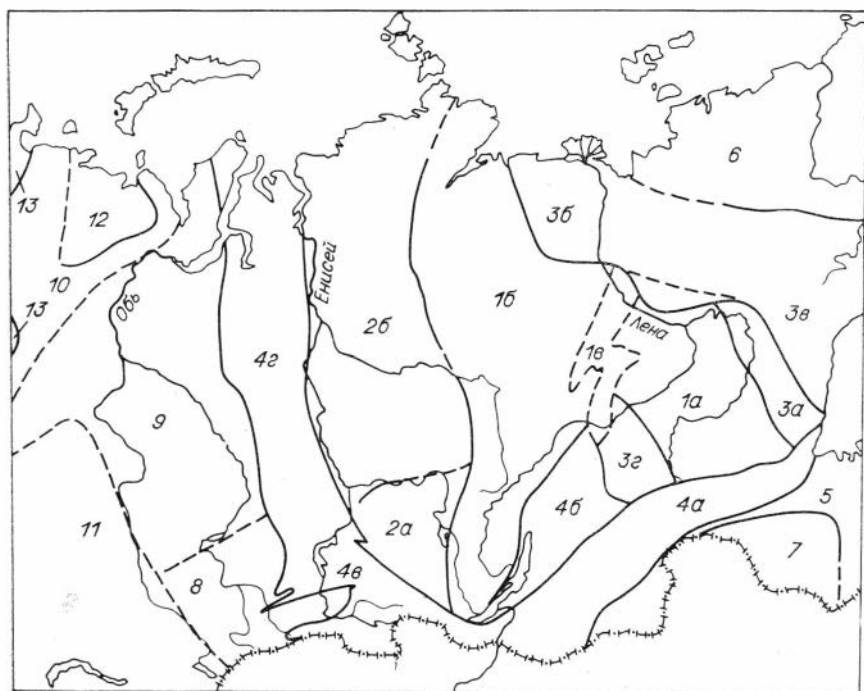


Рис. 5. Схема районирования архейско-нижнепротерозойской части земной коры Сибири.

1—3 — складчатые области Северо-Азиатского кратона: 1 — Алдано-Анабарская (1а — Алданский, 1б — Анабарский, 1в — Вилуйский мегаблоки), 2 — Ангаро-Тунгусская (2а — Ангарский, 2б — Тунгусский мегаблоки), 3 — Оленекско-Охотская (3а — Батомский, 3б — Оленекский, 3в — Охотский, 3г — Олекминский мегаблоки); 4 — части кратона, переработанные в раннем протерозое (4а — Джугджуро-Становой, 4б — Забайкальский, 4в — Саянский, 4г — Приенисейский мегаблоки); 5—13 — области распространения дорифейских образований в рифейско-фанерозойских поясах: 5 — Монголо-Охотская складчатая область, 6 — Колымо-Омолонский, 7 — Бурейский, 8 — Алтайский, 9 — Западно-Сибирский, 10 — Тимано-Уральский, 11 — Казахстанский, 12 — Большеземельский мегаблоки, 13 — Русская платформа.

складчатые области — Алдано-Анабарская, Ангаро-Тунгусская и Оленекско-Охотская. К последней по типу строения тяготеет Олекминский мегаблок, территориально от нее отделенный.

Границей Алдано-Анабарской и Ангаро-Тунгусской областей служит крупный Прибайкало-Котуйский (Таймыро-Байкальский, Трансазиатский) разлом. На востоке Алдано-Анабарская область ограничена Уджинским и погребенным Учуро-Алданским меридиональными разломами, которые под Вилуйской синеклизой, видимо, сочленяются субширотной ветвью. На юге Алдано-Анабарская область ограничена крупными Приморским и Становым разломами и соединяющими их разрывными смещениями.

В пределах Алдано-Анабарской области наиболее широко развиты гранулитовые толщи, относящиеся к алданскому мегакомплексу. На большей части площади они подстилаются мегакомплексом инфраструктуры, но местами (например, в Восточно-Алданской зо-

не), вероятно, не имеют спалического основания. Несколько скважин (Среднеботуобинская 1, Уордахская 1, Илигирская 1, Нижнеамгинская) вскрыли породы гранулитовой фации на территории плиты. Участков достоверного перекрытия гранулитовых толщ сахаборским мегакомплексом (за исключением Амедичинской полосы, расположенной близ границы области с Олекминским мегаблоком, и Олотской — у границы с Ангарским) не обнаружено.

Ряд исследователей (А. Ф. Петров, В. М. Мишин) полагают, что выполненные сахаборским мегакомплексом «зеленокаменные пояса» распространены довольно широко. Им сопоставляют интенсивные линейные, сравнительно узкие магнитные положительные аномалии, хорошо выраженные даже на мелкомасштабных и обзорных картах. В зонах некоторых аномалий скважины (Якутская, Сюльдюкарская, Илигирская 2 и др.) вскрыли породы фундамента, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Однако пока не совсем ясно, не является ли эта фация регрессивной, ибо зоны диафторитов весьма характерны для территорий щитов. М. П. Гришин трактует те же магнитные аномалии как цепочки тел интрузий основного и ультраосновного состава.

Нет определенных данных и о размещении на территории рассматриваемой области удоканского мегакомплекса. С ним может сопоставляться сарминская серия Прибайкалья. В других окраинных участках области гранулитовый цоколь перекрывается непосредственно улканским дейтероорогенным мегакомплексом. Последний широко распространен в восточной части Иркутского амфитеатра, где обнажен в Приморском и Ачитканском хребтах, вскрыт некоторыми скважинами (Атовской и др.). С ним могут коррелироваться некоторые аналогичные по составу толщи восточной части Таймыра (лаптевская, чукчинская свиты). Любопытно, что последние не прослеживаются по простиранию таймырских складок в центральную и западную части полуострова. Поэтому логично считать, что вулканоплутонический пояс ограничивал Алдано-Анабарскую область с запада (на схеме полоса дейтероорогенных образований показана вдоль Прибайкало-Котуйского разлома).

Алдано-Анабарская область подразделяется на три мегаблока — Алданский, Анабарский и Вилюйский. Характерной чертой Алданского считается неустойчивость простираний складок при обилии куполовидных и чашеобразных форм. Детальные структурные исследования показали, что в значительной мере это определяется многократной складчатостью и наложением одних складчатых ансамблей на другие. Количество куполовидных форм (например, Нижне-Тимптонский купол) сравнительно невелико.

Анабарский мегаблок характеризуется более ясно выраженными линейными формами. В пределах Анабарского щита преобладают северо-северо-западные простирания. По геофизическим данным, к западу они сменяются меридиональными, к востоку — субширотными. Линейные магнитные аномалии отвечают зонам повторного метаморфизма и дробления. В одной из таких зон (Ламуйской) А. Н. Вишневым [1978] обнаружены магнетитовые кварциты и

полимиктовые кварцито-песчаники. Следовательно, в этих зонах могут находиться реликты сахаборского комплекса. Формирование зон, судя по K—Ar датировкам, протекало в раннем протерозое в интервале 2400—1700 млн. лет.

Вилуйский мегаблок выделяется в условных границах. Геофизические материалы заставляют думать, что дорифейские толщи здесь глубоко переработаны. Редкими скважинами вскрыты метаморфические породы, принадлежность которых к выделенным мегакомплексам достоверно не определяется. Преобладают северо-восточные простирания, явно связанные с наложенными процессами.

Ангаро-Тунгусская область включает в себя два мегаблока — Ангарский и Тунгусский. В пределах первого дорифейские толщи залегают сравнительно неглубоко и обнажены в краевых частях, в пределах второго — перекрыты мощным чехлом, заключающим обильные тела траппов.

Крупный выход дорифейских образований на поверхность представляет собой Бирюсинская глыба, рассматриваемая в качестве краевого выступа Сибирской платформы. Гнейсы бирюсинской свиты, содержащие реликты пород гранулитовой фации метаморфизма, а также кристаллосланцы неройской серии обычно сопоставляются с шарыжалгайской серией. Близ границы Ангарского мегаблока с Алданно-Анабарской областью расположен Онетский «грабен». Слагающие его зонально метаморфизованные свиты камчадальская и соснового байца до недавнего времени уверенно относились к нижнему протерозою. Однако неожиданно возраст прорывающих их плагиогранитов оказался очень большим — 3250 млн. лет [Вибикова и др., 1982]. Если принять этот факт за достоверный, то названные свиты должны коррелироваться с самыми низами сахаборского мегакомплекса.

Толща, выполняющая Урикско-Ийский «грабен», сложена преимущественно метатерригенными породами с прослоями метаэффузивных, а также железистых кварцитов. Она может быть отнесена к удоканскому мегакомплексу, хотя дислоцирована сильнее. Отвечающие улканскому мегакомплексу калбазыкская и зунтейская свиты расположены спорадически, на небольших по площади участках. Широко развитые интрузивные комплексы разного состава и возраста не имеют достоверных радиометрических определений.

Предполагается, что Урикско-Ийский «грабен», резко расширяясь, протягивается в северо-западном направлении под платформенным чехлом вплоть до низовьев Ангары.

Другой крупный выход дорифейских толщ — Ангаро-Канская глыба Енисейского кряжа. Это преимущественно канский метаморфический комплекс (кузеевская и атамановская толщи) нижнего (?) архея [Геологическая карта СССР, 1978]. Он вмещает габброиды кимбирского и диабазы курышского дайкового комплекса. Енисейская гнейсо-карбонатная с амфиболитами серия залегают в узких вытянутых полосах, ограниченных разрывами, наклоненными к востоку. Ей одновозрастен ярлычихинский габбро-диоритовый комплекс. Толща вмещает также пегматиты, сопоставляемые с гранита-

ми таракского комплекса. По структурно-вещественным признакам енисейская (веснинская) серия сопоставляется с сахаборским мегакомплексом. Юкеевская серия, в которой преобладают метаосадочные породы, относится к нижнему протерозою.

Граница Ангарского и Тунгусского мегаблоков обычно проводится по Иркинеевской зоне разломов. В этом случае главная часть Енисейского кряжа попадает в Тунгусский мегаблок. Здесь наиболее древней является абалаковская толща слюдяных сланцев, отвечающая, по-видимому, удоканскому мегакомплексу. Супракрустальных дейтероорогенных комплексов улканского типа нет, но широко распространены таракские и горевские порфириновые граниты повышенной щелочности. Эти несколько разновозрастные комплексы маркируют эпоху проявления дейтероорогенеза (1900—1650 млн. лет назад).

Синхронные им граниты вскрыты несколькими скважинами в пределах Камовского свода.

В бассейнах рек Курейка и Хета, судя по геофизическим данным, располагаются широтно ориентированные зоны глубокой переработки или отсутствия дорифейских толщ. Строение разновозрастных образований на остальной территории мегаблока остается невыясненным.

Соотношения Алдано-Анабарской и Ангаро-Тунгусской областей определялись по-разному. Р. А. Гафаров [1976] считал первую из них более молодой, но затем [Тектоника фундамента..., 1978] изменил свою точку зрения на противоположную. Последняя, видимо, более обоснованна. В этом варианте предполагается, что область включает в себя массивы раннеархейских образований, но главную роль в ее строении играют верхнеархейско-нижнепротерозойские. Этим, по-видимому, обусловлена большая подвижность Ангаро-Тунгусской области в рифее — фанерозое в сравнении с Алдано-Анабарской.

Оленекско-Охотская область объединяет довольно разнородные элементы. В Батомгском блоке среди широких полей олекминского мегакомплекса выделяются полосы сахаборского (Маймаканская, Угаянская). Выше с резким структурным несогласием сравнительно полого залегает улканский мегакомплекс. Закономерности его размещения дискутируются. А. А. Константиновский [1982] предполагает, что толща слагает Учурскую впадину, образуя нижний горизонт чехла. А. Ф. Петров [Структура..., 1985] считает, что комплексом выполнены меридиональные трюги, отделяющие Батомгский блок от Охотского и Алданского.

В Оленекском блоке на поверхность выходят породы эakitской свиты, прорванные интрузиями гранитов. Толща смята в узкие линейные складки северо-западного простирания и, судя по геофизическим данным, выполняет ориентированный в этом же направлении грабен. По типу строения она уверенно сопоставляется с удоканской серией.

В Охотском блоке в ряде выступов (Кухтуйском, Майском, Юровском и Иниканском) вскрыты толщи амфиболовых гнейсов,

переслаивающиеся с биотитовыми, гранат-биотитовыми, двупироксен-амфиболовыми и другими кристаллосланцами, мраморами, кварцитами и т. д. Они постоянно коррелируются с алданским мегакомплексом, хотя имеющиеся радиометрические датировки сильно занижены.

Восточная граница области не может быть определена с достаточной степенью точности. Ю. А. Косыгин и соавторы [Докембрийская тектоника Сибири, 1964] примерно определили ее по юго-западному контуру Индигро-Селенняхского геосинклинального прогиба. Такое положение границы принято и на рассматриваемой схеме. Правда, новые материалы показывают, что названный прогиб не изгибается в виде подковы, как предполагалось ранее, а скорее срезается меридиональным разрывом (Янским) или зоной разрывов.

Особо выделяющийся Олекминский блок по типу строения тяготеет к Батомгскому. Именно здесь широко распространен мегакомплекс инфраструктуры, именно здесь наблюдается большое количество полос сахаборского мегакомплекса, частично перекрытых удоканским. Именно в этом блоке расположена Олондинская полоса, уверенно сопоставляющаяся с зеленокаменными поясами других древних платформ.

На основании изложенных данных предполагается, что в структуре Оленекско-Охотской области сравнительно большую роль играют супракrustальные зонально метаморфизованные толщи сахаборского комплекса. Предполагается также, что гранулитовый метаморфизм проявился здесь локально в отличие от широких ареалов в Алдано-Анабарской области.

Южное складчатое обрамление Сибирской платформы включает в себя ряд мегаблоков, претерпевших складчатость или тектоно-термальную переработку в рифее — фанерозое. Краткая характеристика мегаблоков приводится далее.

Д ж у г д ж у р о - С т а н о в о й м е г а б л о к расположен между Алданским щитом и Монголо-Охотской складчатой системой. К нижним частям разреза относится чогарский комплекс и его аналоги, которые сопоставляются с алданским мегакомплексом. В отличие от последнего чогарский комплекс метаморфизован в условиях гранулитовой фации высоких давлений, а позже претерпел многократные диафористические преобразования [Карсаков, 1983; и др.]. Неизмененные гранулиты обнаруживаются в виде реликтов. Это преимущественно кристаллосланцы основного и ультраосновного состава с прослоями амфиболитов, кварцитов (в том числе железистых), редко — гнейсов. Мегакомплекс относится обычно к нижнему архею. С ним связаны массивы габбро-анортозитов, эндербитов и гранитов.

Выше в разрезе помещают становой комплекс. Д. С. Коржинский, выделивший комплекс, рассматривал его как стратиграфический гомолог алданского, но позже, кажется, вполне убедительно показана его самостоятельность. Отличительная черта комплекса — его прогрессивный метаморфизм в амфиболитовой фации, хотя набор пород и некоторые черты строения очень близки таковым ал-

данского мегакомплекса. Стратиграфическая шкала дискутируется. Возраст определяется как верхний архей или верхний архей — нижний протерозой.

В структуре мегаблока выделяются серия разноориентированных и разных по величине и форме нижнеархейских блоков и разделяющие их блоки, сложенные становым комплексом. Один из авторов [Борукаев, 1985] полагает, что комплексы могут быть разновозрастными, сравнительно молодыми (вплоть до нижнего протерозоя). Характерна сложная петельчатая складчатость при сочетании преобладающих северо-западных и субширотных простираний. Наряду с «древнестановыми» гранитами комплексы пронизаны обильными юрскими.

В последнее время из станового комплекса выделен гилюйский [Карсаков, 1983], что ранее предлагал М. Н. Афанасов. К нему отнесена талгинская толща, залегающая на подстилающих со структурным несогласием, и ряд других. Выходы комплекса имеют линейные вытянутые контуры и приурочены к крупным разломам. Многими они рассматриваются как шовные структуры. Вулкано-генно-терригенные толщи метаморфизованы зонально и прорваны «позднестановыми» гранитами.

Л. П. Карсаков [1983] совершенно справедливо сопоставляет гилюйский комплекс с сахаборским мегакомплексом. Приняв этот вариант, отметим еще раз неоднозначность трактовки возраста станового комплекса. Как видно, он должен быть древнее сахаборского (чему препятствует кажущаяся молодость относительно алданского) или отвечать его нижним горизонтам (что вероятнее; возможны, например, сопоставления с олондинской серией).

Гилюйский комплекс вычленился как из станового, так и из более молодого джелтулакского. В составе последнего остаются метатерригенные породы с прослоями метавулканитов, мощностью около 2 тыс. м. Их выходы территориально совпадают с полосами гилюйского комплекса. Корреляция джелтулакского комплекса с удоканским давно принята и не вызывает сомнений.

Таким образом, набор мегакомплексов, характер их дислоцированности и метаморфизма в пределах Алданского и Джугджуро-Станового мегаблоков очень близки, но есть и ряд различий. Последние подчеркиваются обычно при разделении «Алданского массива» и «Становой складчатой области», хотя могут и не учитываться при районировании. В тексте и на схеме принят традиционный вариант.

Забайкальский мегаблок разнороден. Здесь фактически теряется западное продолжение Джугджуро-Станового мегаблока. Дорифейские мегакомплексы часто неотличимы от рифейско-фанерозойских (в особенности это относится к крупным массивам гранитоидов). В последние годы строение территории бурно дискутируется, ибо на смену устоявшейся и ставшей почти классической концепции Л. И. Салопа появился вариант В. С. Федоровского и др. Здесь целесообразно продолжать дискуссию и приводить доводы авторов разных точек зрения. Большинство авторов раздела склоняются к трактовке Л. И. Салопа. В целом мегаблок представляется в виде

складчатой области, в которой срединные массивы, сложенные дорифеем, разделены складчатыми ветвями рифейско-фанерозойского возраста.

Типовой разрез дорифея вскрыт в Муйской глыбе [Булгатов, Турунхаев, 1984]. Наиболее древним чехлом разреза здесь является киндиканская гнейсовая серия. По особенностям метаморфизма она сходна отчасти с чогарским комплексом и может коррелироваться с алдаиским. Более молодая илеирская свита наряду с гнейсами содержит горизонты кристаллических известняков. Метаморфизованные сланцевые и карбонатные породы преобладают в согласно залегающей выше люнкутской свите. В сумме эти свиты, очевидно, отвечают становому комплексу. На кристаллические толщи наложены безымянный трог и Парамский прогиб, выполненные парамской серией. Она представлена в основном метатерригенными породами с прослоями кристаллических известняков с горизонтами метавулканитов как основного, так и кислого состава. Принимающееся обычно сопоставление серии с удоканским мегакомплексом верно, если иметь в виду старые объемы мегакомплекса. В новой трактовке верхняя безымянная свита может принадлежать улканскому мегакомплексу, хотя несогласия в ее основании не обнаружено.

Глыбы, сходные с Муйской (Байкальская, Мандрюкская, Амалатская и др.), разделены молодыми (рифейско-фанерозойскими) складчатыми ветвями. В пределах некоторых ветвей (в эвгеосинклиналях) можно предполагать отсутствие дорифейского основания.

В Саянском мегаблоке также расположен ряд дорифейских глыб (Канская, Арзыбейская, Гарганская, Сангиленская и др.). Обычно он объединяется с Забайкальским в единый Саяно-Байкальский складчатый пояс [Докембрий..., 1978]. Условной границей служит Трансазиатский линеамент. Гнейсы, амфиболиты и кристаллосланцы, слагающие глыбы, относят то к архею (чаще — к верхнему), то к протерозою. Основанием для отнесения их к архею служат реликты ассоциаций гранулитовой фации. Последние обнаружены и в дербинской серии, принадлежность которой к рифею более вероятна. В Сангилене Ф. П. Митрофановым и И. К. Козаковым [Докембрий..., 1978] описывается последовательность из трех дорифейских комплексов (эрзинский, моренский, балыктыгхемский). Предварительные радиометрические датировки (устное сообщение Ф. П. Митрофанова) как будто свидетельствуют в пользу присутствия здесь и архея. Однако прямое сопоставление с мегакомплексом Алданского щита пока преждевременно.

Структура мегаблока весьма сложна. Ранее многие считали, что дорифейские глыбы представляют собой срединные массивы, ограниченные крутопадающими разломами. Н. Л. Добрецовым [1985] выяснено обилие здесь тектонических покровов большой амплитуды, частично искажающих первичную зональность. Дорифейский структурный план существенно сложнее, чем план рифейско-фанерозойских толщ. Однако внутри дорифея крупных перестроек не выявлено ввиду интенсивности наложенной складчатости и сравнительно малой площади выходов. Поэтому часто все дорифейские толщи ме-

габлока (как и Забайкальского) включают в «комплекс основания».

В западной части мегаблока выходов дорифейских толщ нет. Однако в Копьёвском куполе Северо-Минусинской впадины в трубках взрыва А. В. Крюковым обнаружены гиперстеновые гнейсы. По мнению Д. И. Мусатова [1964], они очень сходны с породами кузеевской серии Енисейского кряжа, т. е. имеют, возможно, архейский возраст.

Приенисейский мегаблок охватывает часть Западно-Сибирской плиты, расположенную в левобережье Енисея. Предположительно выделялся еще в 1933 г. на тектонической схеме СССР А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского. О. Г. Жеро с соавторами [1979] подразделяют его на три блока: Няояхский, Енисейский (погруженное западное продолжение структур Енисейского кряжа) и Касский. Выделяется и оконтуривается в основном по геофизическим данным. В ряде скважин (Больше-Лайдинской, Ермаковской, Щучинской, Костровской, Кыксинской и Елагуйской) под рифейскими песчаниками, доломитами и известняками вскрыты кристаллические сланцы довольно высоких степеней метаморфизма. Они условно относятся к дорифею [Сурков, Жеро, 1981].

В большинстве описанных мегаблоков, пограничных с Сибирской платформой, рифейские толщи залегают на дорифейских с несогласием — угловым или стратиграфическим, часто сопровождающимся метаморфическим. Все они обычно включаются в состав фанерозойских складчатых поясов в качестве их краевых (внешних) частей. О присутствии и широте распространения во внутренних зонах этих поясов дорифейских толщ судить очень трудно. Для решения вопроса, как правило, используются косвенные данные, принцип унаследованности и т. п.

Долгое время считалось, что крупный блок дорифейских образований в *мезозоидах Северо-Востока СССР* представляет собой Кольмо-Омолонский массив. Предполагалось, что Индигино-Селенняхский геосинклинальный прогиб заложился на континентальной коре, отделив массив от главной части Северо-Азиатского кратона [Докембрийская тектоника Сибири, 1964]. Выделение Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы существенно изменило представления о структуре мезозойд.

Присутствие дорифейских толщ несомненно в Омолонском массиве (в частности, уже упоминавшиеся ауланджинские плагиогнейсы) и вероятно в Приколымском поднятии. Существование Колымского массива с дорифейским основанием большинством исследователей ныне отрицается. На его месте обычно помещают Алазейско-Олойскую мезозойскую эвгеосинклиналь (Тектоническое районирование..., 1979). Однако область эта плохо обнажена и еще недостаточно изучена как геологическими, так и геофизическими методами. Поэтому нельзя исключить варианта, что выявленные здесь заведомо мезозойские офиолитовые зоны типа Алазейской разделяют погруженные более древние глыбы. К подобным же глыбам можно отнести давно выделенный Хромский массив, расположенный севернее Улахансис-Полоусненского выступа.

В этом варианте почти вся область мезозойд Северо-Востока СССР представляется в виде мозаики древних блоков, разделенных полосами с отсутствием дорифейских сиалических комплексов (фанерозойские эвгеосинклинали). Эпикратонной является только собственно Верхоянская область. Ее восточная граница проходит вдоль Инъяли-Дебинской сутуры, которая протягивается на север предположительно в район устья Лены.

Выходы дорифейских толщ на поверхность (Гонжинский, Мамынский и другие выступы) известны в Б у р е и н с к о м м а с с и в е. Он в целом представляется крупным блоком дорифейской консолидации, по структуре тяготеющим к Северо-Китайской платформе. Правда, в последнее время китайские геологи относят кристаллические толщи массива к рифею.

В *Монголо-Озотской складчатой области*, отделяющей его от зоны Становика — Джугджура, дорифейские образования, видимо, присутствуют. Еще не совсем ясно структурное положение цэлского комплекса Монгольского Алтая, который Ф. П. Митрофанов и соавторы [1981] относят к дорифею. Возможно, он залегает в покровной пластине.

О присутствии дорифея в *Алтайском мегаблоке* определенных данных нет. Более того, ряд исследователей с большими основаниями сомневается в наличии здесь довендских образований (см. следующий раздел). Выделение дорифейских (даже архейских) толщ, которое до недавнего времени принималось другими исследователями, основывается лишь на оценке степени метаморфизма пород и далеких сопоставлениях. Косвенные данные о возможном присутствии дорифея в отдельных блоках дает мнгогеосинклипальный характер баратальской свиты и ее гомологов. Правда, нельзя исключить варианта, что эти карбонатные толщи формировались в окраинных морях непосредственно на меланократовом фундаменте, раскрывшемся вследствие дезинтеграции сиалических блоков. Довольно определено можно говорить об отсутствии древнего сиалического фундамента в пределах герцинской *Обь-Зайсанской складчатой области*, разделяющей структуры Сибири и Казахстана.

Одна из ветвей Обь-Зайсанской области непосредственно протягивается в *Западно-Сибирский мегаблок* (Салымская), другая — окаймляет его с юго-востока и востока. Представление об общей структуре фундамента Западно-Сибирской плиты в его дорифейской части дискутируется. По этому вопросу высказывались самые различные точки зрения, вплоть до диаметрально противоположных. Так, В. И. Маркевич [1966] считал, что дорифейский кристаллический фундамент распространен на всей площади плиты, которая, следовательно, является погруженной древней платформой. Л. П. Зоненшайн [1976], напротив, полагал, что в позднем рифее — раннем палеозое на месте плиты существовал обширный океан. Отсюда следует, что фундамент плиты представлен сравнительно молодыми островными дугами, а дорифейские образования здесь отсутствуют.

Подробнее вопрос был рассмотрен ранее [Борукаев, 1980]. На основании немногочисленных прямых, некоторых косвенных дан-

ных и сравнительного анализа был сделан вывод о наличии в фундаменте плиты большого количества средних массивов, разделенных складчатыми ветвями. Фундамент массивов имеет, вероятно, дорифейский возраст, а складчатые ветви сложены рифейско(?) - палеозойскими комплексами. Этот вариант показан на схеме, где границы массивов определены в силу недостатка материалов крайне условно.

Надо отметить, что некоторые авторы «Атласа» трактуют строение Западно-Сибирского мегаблока существенно иначе (А. Л. Яншин и др.). По их мнению, он представляет собой эпибайкальскую платформу, палеозойский чехол которой осложнен лишь приразломной складчатостью.

Очень кратко о структуре дорифея в смежных с Сибирью областях. На Урале толщи этого возраста известны в ряде выступов среди палеозойских складчатых комплексов уралид. Судя по всему, эти толщи залегают в качестве аллохтонных пластин на погруженной восточной окраине Русской платформы. Ввиду того, что на большей части площади Урала и Тимана обнажены меланократовое основание и островодужные комплексы нижнего палеозоя, эти области показаны знаком отсутствия дорифейских сиалических комплексов. Проблематичной остается природа фундамента *Большеземельского мегаблока* (Печорская глыба? байкалиды?).

В *Казахстанском мегаблоке* заведомо дорифейские толщи обнажены в Кокчетавском массиве (зерендинская серия и т. п.), в Улутаяу (бектурганская, аралбайская, карсакпайская и майтйубипская серии). Вероятно, к верхам нижнего протерозоя и, может быть, низам рифея принадлежат кислые метавулканиды и кварциты Атасу-Монгинского водораздела, Бетпак-Далы. Возможно присутствие дорифейских образований и в Джунгарии (сарычабынская серия). Таким образом, значительная часть Казахстана представляется крупным дорифейским сиалическим блоком, хотя сплошность его и нарушена более молодыми сутурами и складчатыми системами. Крупнейшая субмеридиональная сутура отделяет западную часть мегаблока от Балхашского массива, контуры которого проблематичны.

РИФЕЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Наиболее крупные выходы рифейских образований известны на юге Восточной Сибири (в полосе от Охотского массива на востоке до Енисейской кряжа на западе); на меньших площадях породы этого возраста обнажены на Урале, в Алтае-Саянской области, на юге Забайкалья, Северо-Востоке СССР, на севере Восточной Сибири, включая Таймыр и острова Северного Ледовитого океана; нет прямых данных о рифее Западно-Сибирской низменности.

Неравномерно распределены осадочно-вулканогенные толщи во времени. Наименьшие объемы занимают нижнерифейские образо-

вания, лучше представлены средне-позднерифейские, хотя значительные толщи последних и уничтожены предъюдомской денудацией, проявившейся очень широко.

При построении карты в качестве основы использовались корреляционные стратиграфические схемы, принятые на Новосибирском межведомственном стратиграфическом совещании в 1979 г. [Решения..., 1983], с некоторыми изменениями.

Пожалуй, впервые М. А. Семихатов [1974] высказал мысль о высоком положении континентов в предрифейское время. Действительно, крупным структурным несогласием и длительным перерывом (за исключением некоторых районов: Енисейский кряж, Прибайкалье, юго-восточная часть Сибирской платформы) рифейские образования отделены от нижележащих этажей. Таким образом, на рубеже рифея и раннего протерозоя прошли процессы, которые привели к кардинальной перестройке существовавшего до этого тектонического плана.

Необходимо отметить еще недостаточную изученность стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма рифейских толщ Сибири и Урала, что порождает обилие иногда диаметрально противоположных трактовок тех или иных конкретных региональных образований.

Исследователи, изучающие структуру рифейского этажа Сибири, единодушно приходят к выводу, что нижние и верхние его горизонты построены по-разному. Из-за мелкого масштаба карт «Атласа...», а также по причине трансгрессивного строения формационных рядов эта разница в вертикальной структуре на карте не может быть показана.

Рифейские образования Сибири и Урала расчленяются на эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, протоорогенные и плитные комплексы.

По мнению большинства составителей карты, дейтероорогенные комплексы здесь отсутствуют.

Эвггесинклинальные комплексы на территории Сибири слагают Байкало-Таймырскую, Агинско-Борщовочную и Убоганско-Казахстанскую системы и Алтае-Саянскую область (рис. 6).

Байкало-Таймырская система располагается конформно относительно окраины Сибирской платформы и отделяется от нее миогеосинклинальной системой, выполняющей роль перикратонного обрамления платформы. Система включает в себя Байкало-Муйский, Восточно-Саянский, Енисейский и Таймырский сегменты.

Б а й к а л о - М у й с к и й с е г м е н т расположен в пределах Байкало-Витимской горной области, протягиваясь дугой от Ципа-Витимского междуречья на востоке до южной оконечности оз. Байкал. Сегмент образован двумя ветвями — Байкальской и Муйской, имеющими соответственно северо-восточное и северо-западное генеральные простирания. Каждая ветвь представляет собой пакет пластин, разделенных крупными глубинными коровыми и мантийными разломами. В области пересечения таких ветвей образуется своеобразный структурный план из негативных узких зон и распо-

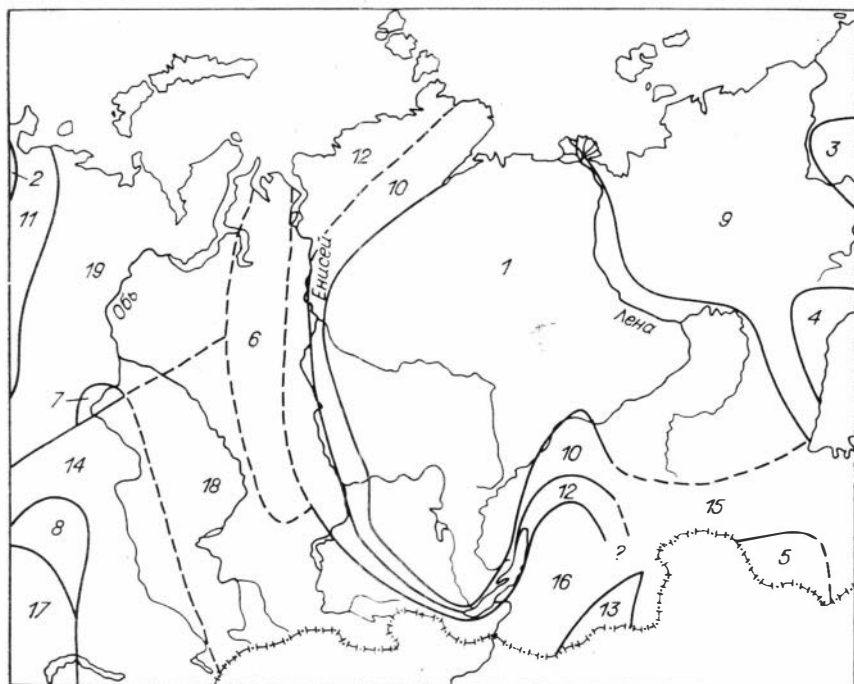


Рис. 6. Схема районирования рифейского мегакомплекса Сибири.

1—2 — платформы: 1 — Сибирская; 2 — Русская; 3—8 — массивы: 3 — Омолонский, 4 — Охотский, 5 — Буреинский, 6 — Приенисейский, 7 — Тобольский, 8 — Центрально-Казахстанский; 9—11 — перикратонные миеогеосинклинальные системы: 9 — Верхоянская, 10 — Патомско-Таймырская, 11 — Урало-Тиманская; 12—14 — эвгеосинклинальные системы: 12 — Байкало-Таймырская, 13 — Агинско-Борщовочная, 14 — Убоганско-Восточноказахстанская; 15—18 — миеогеосинклинальные системы и области: 15 — Тукурингро-Джагдинская, 16 — Шилко-Аргунская, 17 — Улутауско-Терсейская, 18 — Алтае-Саянская; 19 — Печорско-Нижнеобская геосинклинальная область (эв- и миеогеосинклинали не расчленены).

ложенных в ячейках этой сетки позитивных структур (система Муйских глыб) [Тектоника..., 1981а; Булгатов, 1983].

В подавляющем большинстве случаев в Байкало-Муйском эвгеосинклинальном сегменте основание выполняющих его комплексов не вскрыто и взаимоотношения рифейских образований с подстилающими толщами не ясны. Исключением, по-видимому, является Парамская зона, где описано налегание самокутской свиты на дорифейские мраморизованные известняки с азимутальным несогласием. Отложения парамской серии считаются Г. Л. Митрофановым [1978; Тектоника..., 1981а] фаціальным аналогом киянской свиты, хотя «...более вероятно, что парамская серия по возрасту является более древней, чем киянская» [Булгатов, 1983, с. 30]. Вопрос спорный и требует в дальнейшем разрешения. Примечательной чертой свиты является осадочная составляющая, представленная в основном кварцитами и олигомиктовыми метаконгломератами и метагравелитами, сменяющимися вверх парасланцами, метапесчаниками и карбонатными породами. При приближении к центральной

зоне трюга в значительных количествах появляются вулканогенные породы кислого состава. Почти не отличаются от описанного разреза других зон Байкало-Муйского сегмента: Момской, Делюн-Уранской, Бамбуьской и др. Как правило, в нижней части разрезов этих зон (при невоскрытом основании) располагаются преимущественно метатерригенные, чаще всего тонкообломочные образования. В верхних же частях начинают преобладать разнообразные карбонатные породы с прослоями кварцитов. Будучи сильно метаморфизованными, эти образования представлены филлитами, кристаллическими сланцами, мраморами и гнейсами. Хотя редко, но встречаются железистые породы.

Практически во всех разрезах в том или ином (иногда большом) количестве присутствуют амфиболиты или амфиболитовые сланцы, образованные, возможно, по магматическим породам основного состава.

Собственно эвгеосинклинальные зоны сегмента выполнены преимущественно вулканогенными образованиями. Среди них в разных зонах и даже в разных частях одной и той же зоны в разных количественных соотношениях находятся метапороды основного, кислого и реже среднего состава. Во всех разрезах присутствуют нестратифицированные зеленые ортослапцы, главными минералами которых являются альбит, хлорит, актинолит, эпидот, цоизит. Ассоциируются с указанными отложениями кремнистые сланцы, яшмы, фтаниты, разнообразные по составу и гранулометрии пирокластические образования, силицилиты, известняки, доломиты, железосодержащие породы.

Среди интрузивных пород выделяются габброиды, габбро-диабазы, плагиограниты (муйский комплекс), альпипотипные гипербазиты (парамский комплекс). Большинство исследователей, изучающих эти районы, отмечают сложные фацialsные взаимоотношения между разного типа зонами. Эта фацialsная изменчивость устанавливается как по простиранию, так и вкрест простирания современных структурных элементов, определяясь, по-видимому, причиной пересечения Байкальской и Муйской ветвей.

По немногочисленным радиометрическим датировкам и еще более редким сборам проблематики, а главное на основе историко-геологического метода все вышеописанные образования рассматриваются как раннерифейские.

В среднерифейской части мегакомплекса состав осадков и их мощности по всему сегменту становятся более выдержанными прежде всего за счет уменьшения в разрезах вулканогенных образований и появления в больших количествах осадочных, преимущественно терригенных и карбонатных отложений. Из вулканогенных преобладают андезит-базитовые, андезит-дацитовые, липаритовые, фельзитовые и другие разновидности. Резко возрастает количество пирокластических образований: туфокогломератов, туфолав, туфобрекчий, литокристаллокластических и кристаллокластических туфов, туффитов и т. д. Часто вулканогенные образования ассоциируются с интрузивными, формируя вулканоплутонические комплексы (верхнетулинский, гукитский, бамбуьский и др.).

Среди терригенных начинают преобладать породы полимиктового состава, часто тонкообломочные, местами образующие ритмично построенные серии. Значительное место занимают известняки и доломиты. Реже присутствуют кремнистые и другие метасланцы. В известняках местами собраны строматолиты, согласно которым, а также на основе историко-геологического метода и определен среднерифейский возраст этих толщ.

Петрохимические исследования показывают, что базиты Байкало-Муйского сегмента могут быть отнесены к толеитовым, а частично к известково-щелочным сериям. Некоторые базальты, особенно из Байкальской ветви, сходны с трапловыми формациями древних платформ. Кислые вулканиды относятся преимущественно к натровому ряду.

Наличие в сегменте ультрабазитов позволяет некоторым авторам трактовать осадочно-вулканогенные ряды Муйской зоны как офиолитовые [Добрецов, 1985].

Восточно-Саянский сегмент Байкало-Таймырской эвгеосинклинальной системы, протягивающийся от южной оконечности оз. Байкал на востоке до р. Енисей на западе, составляют рифейские образования, развитые в пределах Восточного Саяна.

По-видимому, детальнее всего изучена геология Манского прогиба [Геологическое строение..., 1978], несколько хуже изучены другие прогибы (Сисимо-Казырский и др.), расположенные к востоку от Манского и имеющие разные названия [Парфенов, 1967; Берзин, 1967; Абрамов, Демьянова, 1970; Докембрий..., 1978].

Современная структура сегмента сходна со структурой Байкало-Муйского и представляет собой мозаику из прогибов и поднятий с ярко выраженными северо-западными элементами и угнетенными северо-восточными. По-видимому, эта структура значительно осложнена более молодыми сдвиговыми и надвиговыми перемещениями [Берзин, 1967; Добрецов, 1985].

В пределах Восточного Саяна нет нижнерифейских образований с обоснованно доказанным возрастом. Нижнерифейская органика плохой сохранности известна только в известняках кувайской и туманшетской серий, хотя последующие исследования [Геологическое строение..., 1978] показали, что отложения кувайской серии, например, в лучшем случае средне-, если не поздне-рифейские. Отнесение туманшетской серии (свиты) к нижнему рифею, учитывая в ее разрезах наличие выдержанных толщ кварцевого состава и достаточно высокореальный облик в целом, подтверждается сходством со многими другими подразделениями региона. Например, с тепторгинской серией Патомского нагорья, парамской и делюн-уранской сериями Муйской зоны [Тектоника..., 1981а; Еникеев, 1983; и др.], с тейской серией Енисейского кряжа, которую ряд исследователей [Постельников, 1980; Петров В. Г., 1982] относят к нижнему рифею. Напомним, что большинство сравниваемых подразделений располагаются в эвгеосинклинальных зонах и начинают собой рифейский разрез.

Существуют веские доводы [Докембрий..., 1977] в пользу рифейского (среднерифейского?) возраста дербинской серии и ее ана-

логов. В ее составе наряду с возможными метавулканитами в значительных количествах присутствуют карбонатные (мраморы и кальцифиры) и метатерригенные породы. В общем, кроме интенсивного метаморфизма, дербинская серия мало чем отличается от рифейских толщ, развитых во внутренних частях Алтае-Саянской области.

По мнению ряда авторов [Докембрий..., 1978], дербинская серия вверх по разрезу сменяется кувайской, распространенной, вместе со своими аналогами, в Манском, Сисимо-Казырском и других, расположенных в пределах Восточного Саяна прогибах. Восточным проявлением эвгеосинклинального комплекса в этом сегменте являются выходы пльчирской свиты в одноименном синклинории [Рошкетаев и др., 1983].

Кувайская серия представляет собой фациально изменчивую толщу из осадочных и вулканогенных пород, ассоциирующихся местами с базитами и альпийскими гипербазитами. Из осадочных в значительных количествах присутствуют песчано-сланцевые, карбонатные и различные кремнистые отложения. Из вулканогенных широко распространены базальты, близкие по химизму к толеитовому океаническому типу, а также высокоглиноземистые базальты, андезиты, дациты и липариты. В восточной части комплекса встречаются базальты, имеющие трапповый уклон. Исследования в Манском прогибе показали, что среди кувайских вулканогенных пород наряду с широким проявлением эффузивов присутствуют различные пирокластические и обломочно-вулканогенные, вплоть до лахаровых, образования.

Вверх кувайская серия постепенно сменяется беретьской свитой, сложенной черными плитчатыми известняками, граувакками, полимиктовыми песчаниками, доломитами, аргиллитами и алевролитами. В западных районах переходы между кувайской серией и беретьской свитой настолько постепенны, что границу между ними провести трудно [Геологическое строение..., 1978]. Важно отметить, что на структурных уступах, в пределах которых происходят фациальные изменения состава свит и серий, формируются образования, сходные с турбидитами, что указывает если не на глубоководность, то на резко расчлененный рельеф дна бассейна в момент осадконакопления.

Со спилитами и диабазами кувайской серии и ее аналогов ассоциируются многочисленные послонные, штокообразные и дайковые интрузии габбро-пироксенитов, габбро, габбро-диабазов, пироксенитовых, плагиоклазовых, реже кварцевых порфиритов. Некоторые из этих разновидностей широко распространены в областях поднятий фундамента.

Наряду с базит-ультрабазитовым комплексом встречаются диориты, гранодиориты и плагиограниты (саянский комплекс и его аналоги). Эти плутонические образования наиболее широко развиты в восточной части сегмента.

Все отложения эвгеосинклинального комплекса метаморфизованы главным образом в зеленосланцевой фации и собраны в крутые

многопорядковые складчатые системы. Складчатость прошла до внедрения интрузивных тел. В ореолах последних метаморфизм усиливается до амфиболитовой фации.

Енисейский сегмент включает в себя эвгеосинклинальные образования, фрагментарно выступающие на поверхность в бассейне Енисея, начиная от Енисейского кряжа на юге до Норильского выступа на севере. Анализ геофизических материалов, проведенных по специально разработанной методике [Методические рекомендации..., 1981] сотрудниками СНИИГГиМСа, а также наличие редких скважин, позволил предположить, что под более молодыми образованиями прилегающей к Енисею Западно-Сибирской низменности и Хатангского прогиба скрыта главная часть геосинклинального комплекса сегмента.

Судя по выходам рифейских толщ, расположенных в долине Енисея, структура сегмента аналогична структуре Байкало-Муйского и Восточно-Саянского и представляет собой сетку из зон субмеридионального и разломов субширотного простирания [Башарин и др., 1980; Тектоника..., 1981a]. Здесь более четко, чем в других сегментах, просматриваются поперечные зоны дислокаций, или поперечные разломы, пересекающие как эвгеосинклинальную Исаковскую зону, так и миеосинклинальные Центральную и Восточную зоны, уходя в тело платформы. По ряду из них формируются авлакогены и структурные уступы: Иркинеевский, Каменский, Большепитский, Тунгусский и др.

К эвгеосинклинальному комплексу здесь относятся, по существу, образования, развитые на внешнем крыле крупного внутреннего Гаревского поднятия, сложенного таракскими гранитами и гаревским комплексом гранито-гнейсов с радиометрическими возрастными, превышающими 1700 млн. лет [Постельников, 1980]. Гранито-гнейсовое ядро этого поднятия окаймляется с востока и частично с запада слоями тейской серии и ее аналогов, которые многие исследователи относят к нижнему рифею. От центральной части поднятия отложения этого возраста протягиваются далеко к северу и югу (до Абалаковского поднятия), образуя осложненные поперечными и продольными разломами периклинали. Описанный структурный рисунок близко напоминает структурный рисунок Северного Прибайкалья, где Чуйский (Кутимский) антиклинорий своим внутренним крылом переходит в Олоkitский эвгеосинклинальный прогиб.

Нижнюю половину тейской серии (свита хр. Карпинского или хр. Сухого) слагают высокоглиноземистые, биотит-амфиболовые, кварц-полевошпат-слюдяные, кварц-биотит-амфиболовые, кварц-биотитовые и кварц-амфиболовые часто ритмично чередующиеся кристаллические сланцы и в подчиненном количестве мраморы.

В верхней ее части (пенченгинская свита) вместе с кристаллическими сланцами в значительных количествах присутствуют мраморы и кварциты. Исходными породами для этих метаморфитов послужили карбонатные и терригенные разной гранулометрии и состава отложения. Примечательным в описанных разрезах является: 1) широкое развитие высокоглиноземистых сланцев (содержание глинозе-

ма в некоторых метapelитах достигает 30—40%); 2) наличие железорудных пластов; 3) присутствие магматических образований индиглинского комплекса в виде даек, силлов, а возможно, и лавовых потоков, близких по своим петрохимическим характеристикам к трапповой формации [Мусатов, 1967; Постельников, 1980; и др.]. Указанные образования в разрезе тейской серии, а также общие черты строения самого разреза сближают его с разрезами Патомского региона и Прибайкалья (тепторгинская, анайская и другие серии и свиты).

В поле развития пород тейской серии располагается большое количество интрузий гранитов и гранито-гнейсов (тейский комплекс), возраст которых определяется приблизительно в 1 млрд. лет.

По-видимому, выше по разрезу (хотя в Енисейской зоне это не доказано) следуют толщи, которые объединяются рядом исследователей в исаковскую и нижнесурнихинскую серии [Ковригина, Ковригин, 1967; Постельников, 1980]. При нескрытом основании внизу располагаются кварц-серицитовые сланцы, кварциты, metabазиты, метатифы, метаэффузивы основного состава. Выше появляются пачки карбонатных, кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев, мраморов, расслапцованных метадиабазов и измененных туфов основного состава. В верхних частях разреза присутствуют пачки темно-зеленых амфиболитов, гранат-мусковит-биотит-кварцевых сланцев и слои мраморов. Местами низы разреза обогащены грубообломочными фракциями; в больших количествах появляются кварциты, метааркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты. Общая мощность серии оценивается в 4—5 тыс. м.

Нижнесурнихинская серия сложена в низах преимущественно вулканомиктовыми породами: конглобрекчиями, гравелитами, песчаниками, туфами и туффитами кислых лав, а в верхней части сланцами, туфопесчаниками, кварцевыми порфирами, туфами и лавами андезитового состава, базальтовыми порфиритами.

Вулканогенные образования исаковской серии объединяются в metabазитовую ассоциацию, сложенную недифференцированными лавами толеит-базальтового состава с отчетливым известково-щелочным уклоном, нижнесурнихинской — в металипарит-андезит-базальтовую [Мионов, Ножкин, 1978; Тектоника..., 1981a]. Е. С. Постельников отмечает, что вулканогенные породы исаковской серии концентрируются в узкой зоне и «...образуют полосу шириной 4—8 км, длиной 120—130 км...» [1980, с. 43]. Хорошо видно, что такая зона идентична эвгеосинклинальным зонам Байкало-Муйского сегмента.

В Исаковской зоне широко развиты базит-ультрабазитовые массивы: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, габбро, анортозиты, диориты, превращенные частично в серпентиниты (сурнихинский и борисихинский комплексы). Гипербазиты слагают, как правило, небольшие по размерам массивы, возможно протрузии [Постельников, 1980]. Они рассечены гранитами с возрастом 850—950 млн. лет и, следовательно, являются по крайней мере доверхнерифейскими. Единичные гальки гипербазитов обнаружены среди конгломератов вороговской серии.

Все рифейские (по крайней мере до верхней половины верхнего рифея) образования прорваны гранитоидными массивами.

Продолжением эвгеосинклинального комплекса Енисейского кряжа на севере, по-видимому, можно считать рифейские толщи, выходящие на поверхности и вскрытые скважинами на Игарском поднятии [Вотах, 1968; Докембрий..., 1978; и др.]. Здесь развиты сходные с рифеем Енисейского кряжа осадочные и вулканогенные толщи (лудовская, губинская, чернореченская, игарская и другие свиты). Среди вулканогенных образований преобладают туфобрекчи, миндалекаменные эффузивы с шаровой отдельностью, туфы, андезитовые порфириды, а также основного состава дайки и силлы.

Т а й м ы р с к и й с е г м е н т эвгеосинклинального комплекса при современном состоянии изученности рифейских образований выделяется условно. Литостратиграфические исследования и геолого-съёмочные работы последних лет показали, что требуется значительное переосмысливание геологического строения Таймырской складчатой области [Погребницкий, 1971; Беззубцев и др., 1978; Докембрий..., 1978; Тектоника..., 1981а; и др.].

В настоящее время можно предполагать, что эвгеосинклинальный комплекс занимает центральную часть Таймыра п полосой до 100--150 км шириной протягивается от Игарки до залива Фаддея и южного побережья мыса Челюскин. В этой зоне, выделяемой как Шренк-Ленинградская [Беззубцев и др., 1978], широко развиты вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения, в которых разными исследователями выделяется разное количество свит и серий и намечается разная их последовательность в разрезе. Из осадочных отложений здесь широко развиты обломочные, в том числе кварцевого и вулканомиктового аркозового состава метапороды (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты), сланцы, доломиты и известняки. В карбонатных слоях присутствуют строматолиты и онколиты, еще требующие изучения [Мальцев и др., 1982]. Вулканогенные образования представлены как лавовыми, так и разнообразными пирокластическими продуктами вулканической деятельности основного, среднего и кислого состава.

На северо-востоке зоны известны ультрабазитовые образования неясного возраста [Залялеев, Беззубцев, 1975]. Судя по прямолинейности глубинных разломов, пересекающих Таймыр в ортогональных направлениях, структура эвгеосинклинальной зоны сходна со структурами вышеописанных сегментов. Но возможно широкое развитие здесь надвигов и шарьяжек [Докембрий..., 1978].

Неясно, продолжается ли геосинклинальный комплекс под водами Ледовитого океана или он в пределах Таймырского шельфа выклинивается.

В Саяно-Казахстанском регионе выделяются Алтае-Саянская область и Казахстанская (или, точнее, Убоганско-Восточноказахстанская [Зайцев, 1984]) система, разделенные современной Иртышской зоной смятия.

В *Алтае-Саянской области*, особенно в ее внутренних районах, в последние годы усилиями многих геологов достигнуты значитель-

ные успехи в изучении стратиграфии, магматизма и тектоники рифейских образований. Но большая сложность и разнообразие геологического строения области оставляют еще много нерешенных вопросов. К их числу относится в первую очередь вопрос «...объема венда и соотношение его с рифеем» [Берзин, 1980, с. 88]. Как показали А. В. Абрамов и А. П. Щеглов [Тектоника..., 1981а] в настоящее время нет надежных критериев, чтобы его решить. Между тем на многих участках области развиты согласные от рифея до кембрия разрезы мнгогеосинклинального типа. Исходя из этого, рифейские толщи, слагающие большую часть Алтае-Саянской области, несомненно, относятся к мнгогеосинклинальным [Волков, Парфёнов, 1970; Докембрий..., 1977, 1978]. В то же время значительные площади области сложены венд-палеозойскими эвгеосинклинальными или офиолитовыми комплексами [Зоненшайн, 1984; и др.]. Например, к последним есть основания относить Озерно-Кузнецкую, а также Западно-Саянскую зоны. В ряде районов основание этих комплексов содержит проблематику не только вендских, но и верхов поздне-рифейских образований. Учитывая это, принят следующий вариант: на территории Западного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая показано распространение эвгеосинклинального комплекса. Но так как основу этих комплексов составляют венд-палеозойские отложения, а рифейские образования играют роль очень незначительную, их характеристика будет дана при описании венд-палеозойских комплексов.

Убоганско-Восточноказахстанская система выделяется сугубо предположительно. Она располагается, в соответствии со схемой тектонического районирования Ю. А. Зайцева [1984], по периферии пояса остаточных срединных массивов. С востока она ограничена офиолитовым герцинским Иртышско-Зайсанским поясом (или зоной смятия), в пределах которого рифейский комплекс или отсутствует полностью (зона раздвига), или переработан до неразличимости. На севере указанная эвгеосинклинальная система ограничивается Тобольским (Ишимо-Тобольским) выступом фундамента и уходит к юго-западу, под образования Тургайской плиты. По мнению Ю. А. Зайцева, «существование геосинклинальных прогибов (рифейского возраста — А. Б.) во внешней Убоганско-Восточноказахстанской геосинклинальной системе можно лишь предполагать» [1984, с. 51].

По мобилистским представлениям, в рифее здесь еще не было зрелой континентальной коры [Тектоника Казахстана, 1982]. Подножие континентального склона располагалось по восточной окраине так называемого западного спалического блока, совпадая фактически с восточными окраинами Кокчетавско-Ниязского и Балхашского массивов Ю. А. Зайцева. Следовательно, с этих позиций территория Восточно-Казахстанского отрезка описываемой эвгеосинклинальной системы представляла собой зону развития меланократовой океанической коры. Здесь широко развиты ультрабазитовые образования разного возраста, которые входят в состав венд-палеозойских офиолитовых комплексов. Все эти характеристики

сближают слагающие Убоганско-Восточноказахстанскую систему комплексы с соответствующими комплексами Алтае-Саянской области. Не исключено, что и рифейские образования этих регионов имеют сходные структурно-вещественные характеристики.

Агинско-Борщовочная система развита в зоне, простирающейся в северо-восточном направлении от долины р. Киркун на юго-западе до верховьев р. Шилка на северо-востоке. Она характеризуется по материалам В. П. Чередниченко, И. Н. Фомина, Е. М. Фалькина и А. Н. Булгатова [Тектоника..., 1981а; Булгатов, 1983].

Значительная часть системы скрыта под более поздними образованиями. Следует отметить, что рифейский возраст толщ, выполняющих Агинский прогиб, еще далеко не доказан, хотя находки в последние годы микропроблематики и строматолитов из кулиндинской свиты как будто бы подтверждают его.

В Агинском прогибе, составляющем основную часть системы, развиты терригенно-вулканогенная и терригенная формации (кулиндинская свита).

Терригенно-вулканогенная формация внизу (700—1000 м) сложена тонкопереслаивающимися филлитами и песчаниками с редкими прослоями гравелитов и линзами зеленокаменных пород, яшм и известняков. Выше (1,5—2,5 тыс. м) наряду с терригенными породами присутствуют зеленые ортосланцы эффузивного происхождения. Кроме того, здесь встречаются микрокристаллические сланцы и кварциты. Терригенная формация (3—4 тыс. м) по своему составу близка терригенно-вулканогенной, но содержит гораздо меньшее количество прослоев зеленых ортосланцев.

Сходные формационные ассоциации развиты и в других участках (Даурском, Верхне-Синихинском и др.) Агинско-Борщовочной системы.

Многеосинклинальные комплексы более широко, чем эвгеосинклинальные, распространены на территории Сибири и Урала. Среди них выделяются Верхоянская и Патомско-Таймырская, Тукурингро-Джагдинская, Шилко-Аргунская, Улутауско-Терскойская и Урало-Тиманская системы и Алтае-Саянская область.

Сибирскую платформу по периферии обрамляет многеосинклинальная система, которая в современной структуре Алдано-Стаповым выступом на юге и водами моря Лаптевых на севере расчленяется на две: *Верхоянскую* и *Патомско-Таймырскую*.

Обе многеосинклинальные системы располагаются на стыке плитного с одной стороны и эвгеосинклинального (и протоорогенного) комплексов с другой. Если зону сочленения эвгеосинклинального (и залегающего на нем протоорогенного) комплекса рассматривать как ограничение Сибирского кратона в рифейское время, то указанные многеосинклинальные системы будут выполнять роль перикратонных или окраинно-платформенных.

Отложения, слагающие разные сегменты вышеуказанных систем, имеют много общего и многократно описаны в литературе. Хорошо известны материалы по рифейским образованиям Хараулаха, Юдомо-Майского прогиба, некоторым участкам Северо-Востока

СССР, Байкало-Патомской дуги, Присяянья и Енисейского кряжа. Меньше данных по западному обрамлению Сибирской платформы и по Таймыру. Нет нужды подробно описывать формационный состав слагающих системы комплексов: в своей основе они состоят из карбонатно-терригенных толщ, ассоциирующихся с вулканогенными образованиями. Как от разреза к разрезу в отдельном сегменте, так и в разных сегментах в незначительных размерах меняются соотношения между этими компонентами, а также мощностями комплекса в целом. Целесообразно остановиться только на тех структурных и вещественных особенностях, которые представляют интерес или в эволюционном аспекте, или в плане изменения латерального ряда формаций и структур.

Первое, что следует подчеркнуть при описании Верхоянской и Патомско-Таймырской миогеосинклинальных систем,— это единство их заложения и дальнейшего развития с располагающимся рядом плитным комплексом Сибирской платформы. Особенно отчетливо эти качества проявляются в Верхоянской системе, где ширина распространения миогеосинклинального комплекса велика и внутри него остаются «пятна» плитного (в пределах срединных массивов) комплекса. На карте таких «пятен» показано два, хотя возможно наличие плитного комплекса в районе предполагаемых Хромского и других срединных массивов [Структура..., 1985].

Это единство выражается как в структурном, так и в формационном выражении. В раннем рифее на территории миогеосинклинальных систем и Сибирской платформы заложилась сеть прогибов и трогов (грабенов, авлакогенов). Примеры таких структур хорошо известны на Северо-Востоке СССР (Юдомо-Майский, Учурский, Прикольмский, Кыллахский, Туора-Сисский, Уджинский и многие другие), в Байкало-Патомской области (Мамский, Бодайбинский, Патомский, Прибайкальский, Уринский, Березовский и др.) в Присяянье (Урикско-Ийский, Онотский, Туманшетский), на Енисейском кряже (Иркинеевский, Центральный, Восточный и т. д.). По мнению ряда исследователей [Погребицкий, 1971; Малич, 1975; Ипатов, 1978; и др.], прогибы (троги) широко развиты по западной и притаймырской периферии Сибирской платформы. По-видимому, не случайно якутские исследователи [Структура..., 1985] структуру рифейского этажа на платформе и в примыкающих к ней миогеосинклинальных системах представляют как систему рифтов, а рифейскую эпоху рассматривают как рифтогенную. Более того, они находят близкими не только структуру, но и единство формационных рядов, слагающих миогеосинклинальный и плитный комплексы. Подчеркнем, что их позиция опирается на пример Западного Урала. Давно высказана и обоснована мысль, что в рифее структура Западного Урала составляла единое целое с системой трогов Восточно-Европейской платформы [Пронин, 1971; Пейве и др., 1977; Иванов, 1979, 1980; Парначев, 1980; и др.].

Судя по ориентировке в пространстве, размерам и стратиграфическим амплитудам прогибания (проседания) прогибы (троги) сформировали неупорядоченную сеть с разновеликими и разноформными

ячейками. Подавляющее большинство прогибов (трогов) связано с одной стороны, с таковыми Байкало-Таймырской эвгеосинклинальной системы, с другой — с системой, развитой на платформе. На территории последней они или пересекают ее насквозь, или выклиниваются в ее пределах.

Вторая особенность перикратонного миогеосинклинального комплекса — своеобразие рифейского формационного ряда и особенно нижних его членов. При описании Исаковской зоны Енисейского края уже обращалось внимание на своеобразный формационный ряд тейской серии, скорее платформенную, нежели геосинклинальную ее природу. Там же указывалось на большое ее сходство с тепторгинской и анайской сериями Байкало-Патомского сектора. Эти толщи в основе своей сложены обломочными породами преимущественно кварцевого и аркозового состава, ассоциирующимися с высокоглиноземистыми и железистыми сланцами и пронизанными пластовыми телами метабазитов.

Сходный формационный ряд развит и в Юдомо-Майском прогибе, где нижнерифейские толщи объединены в учурскую серию. К сожалению, здесь не изучены химические характеристики осадочных, особенно сланцевых, толщ, поэтому сравнение учурской серии с тепторгинской и ее аналогами условно. Правда, в некоторых кремнистоглинистых сланцах в гравелитах Билякчанской зоны содержание окиси алюминия достигает 19—16% (личное сообщение В. С. Когена), т. е. породы приближаются к высокоглиноземистым, сходным с теми, которые отмечены в анайской серии [Салоп и др., 1974].

Во всех указанных толщах достаточно отчетливо проявляются мелководные или даже континентальные текстурно-структурные признаки. Они, вкупе с грубообломочностью, свидетельствуют о молассоидном характере нижнерифейского формационного ряда.

В среднем рифее осадкообразование и мощности формирующихся толщ выравниваются. Почти повсеместно накапливаются преимущественно в мелководных морских условиях терригенно-карбонатные серии. Они трансгрессивно, а местами и с угловыми несогласиями, перекрывают нижнерифейские формации, располагающиеся преимущественно в трогах (прогибах), и широко выплескиваются на соседние поднятия, нивелируя тем самым резко дифференцированный нижнерифейский структурный план.

В верхнем рифее формационный ряд осадочных толщ заметно меняется: в Верхоянской и в Байкало-Патомской системах формируются флишеидные, близкие к турбидитовым, толщи (часть улунтуйской и качергатская свиты трехчленного байкальского комплекса, патомская серия одноименного нагорья, уйская серия Юдомо-Майского прогиба, часть толщ Приколымского поднятия и др.) Что касается Юго-Западного, Западного и Таймырского сегментов Патомско-Таймырской миогеосинклинальной системы, то, судя по сохранившимся фрагментам разрезов верхов среднего и низов верхнего рифея, осадкообразование в них унаследовано от среднерифейской эпохи: здесь одинаково широко развиты разнообразные шельфовые карбонатные и терригенные фации.

Третья особенность перикратонных миогеосинклинальных систем — проявление вулканогенной деятельности. Практически нет крупных участков в этих системах, где бы в том или ином количестве, на том или ином уровне рифейского разреза не проявлялся магматизм.

В нижнерифейских толщах почти повсеместно проявлен базитовый магматизм, сходный с трапповым и выраженный как в вулканогенных фациях, так и в дайково-силловых телах. В среднем рифее широко проявляется вулканизм кислого, среднего и в меньшей степени основного состава. Именно в это время формируются металипаритовая, метаандезит-базальтовая и metabазальтовая ассоциация на Енисейском кряже [Тектоника..., 1981а], кислые толщи чайской серии в Северо-Западном Прибайкалье, базальтовые лавовые потоки и силлы в уйской серии, кислые и основные вулканогенные образования на Северо-Востоке СССР [Структура..., 1985; Третьяков, 1985]. Значительные мощности вулканогенных толщ, возможно, формируются в миогеосинклинальной зоне Таймыра [Безубцев и др., 1978; Тектоника..., 1981а; и др.]. Широко распространены вулканомиктовые тефрогенные образования. В разных районах в разное время проявилась интенсивная интрузивная деятельность. В Верхоянской области она выразилась в формировании щелочных ультрабазитовых тел (Горное озеро, Ингили и др.), в Байкало-Патомской дуге — массивов ультрабазитов (довыренский и др.) и разнообразных гранитоидов (мамско-оронский, конкудеро-мамаканский и другие комплексы); в Присаянье наряду с гранитоидными массивами (саянский комплекс) формируются базитовые тела (нерсинский комплекс); хорошо известны ультрабазит-базитовые и гранитоидные комплексы на Енисейском кряже (сурнихинский, тейский, татарский и др.).

Таким образом, перикратонные миогеосинклинальные системы выделяются не в строго классическом понимании. Как видно из сказанного, в нем присутствуют как вулканогенные, так и интрузивные образования базит-ультрабазитового, базитового, среднего и кислого состава. К миогеосинклинальным эти системы относятся только потому, что в них явно преобладают осадочные, причем преимущественно мелководные образования, а среди магматитов широко развиты кислые (коровые) разновидности. Что касается базитов и ультрабазитов, то они, как правило, характеризуются очень высокой щелочностью, и их аналоги хорошо известны в платформенных рядах формаций.

Последней особенностью миогеосинклинальных систем следует считать зонально проявленный метаморфизм и на большей протяженности их более молодую по возрасту складчатость. В целом здесь присутствуют отложения слабо или совсем не метаморфизованные (Верхоянский участок, краевые зоны Патомского нагорья и Присаянья, Восточная зона вместе с Чадобецким поднятием на Енисейском кряже, большая часть перекрытых палеозоем толщ Приенисейского и Таймырского сегментов). Но местами во внутренних зонах систем метаморфизм достигает амфиболитовой фации и осадочные

терригенные толщи превращаются в разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, а карбонатные породы — в мраморы. Метаморфизм особенно сильно проявляется в окрестностях крупных интрузивных гранитоидных тел и на стыке с эвгеосинклинальной Байкало-Таймырской системой.

Во многих участках перикратонной миогеосинклинальной системы как внутри рифейского разреза, так и на границе его с венд-нижнепалеозойскими образованиями описаны угловые несогласия, отражающие проявления тектонических движений. Особенно четко такие несогласия фиксируются на границе нижнего и среднего рифея, а там, где выпадают отложения среднего, на границе с верхним рифеем. Не менее значимы несогласия, располагающиеся внутри среднерифейских толщ. Некоторые исследователи предлагают на основании этого выделять так называемый байкальский комплекс, в который включают отложения верхов рифея [Хоментовский, 1980, 1984; и др.]. Однако все установленные угловые несогласия являются отражением не общей региональной складчатости, а скорее местных движений, часто глыбовых, приводящих к появлению моноклинальных залеганий (Кыллахский выступ и др.) или развитию простых приразрывных складок. Общая региональная складчатость, приводящая к формированию линейно-складчатой, местами очень напряженной структуры, проявилась в большинстве сегментов миогеосинклинали, по-видимому, в послерифейское время.

В юго-восточном обрамлении Алдано-Станового выступа фундамента *Тукурингро-Джагдинская* рифейская миогеосинклинальная система сохранилась фрагментарно и изучена еще недостаточно. Выходы слагающих ее отложений известны в районе п-ова Аян, в хребтах Джагды, Тукурингра и др., входящих в систему Монголо-Охотского складчатого пояса. Наличие докембрийских толщ здесь доказывается залеганием вемых толщ ниже отложений нижнего кембрия, подтвержденных фауной. Из редких обнажений позднего докембрия собраны онколиты [Геология СССР, 1966; Тектоническое районирование..., 1979].

Повсеместно докембрийские толщи представлены тонкообломочными, иногда ритмичной слоистости отложениями: песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Местами присутствуют в значительных количествах кремнистые сланцы, яшмы, известняки, доломиты. Повсеместно отложения метаморфизованы в зеленосланцевой фации и превращены в микрокварциты, сланцы (главными минералами в которых являются кварц, серицит, слюда, хлорит, эпидот), филлиты, мраморы. Местами значительный процент составляют метавулканогенные, преимущественно основного состава породы. Они присутствуют в виде изометричных или удлиненных линзовидных тел, как правило, в ассоциации с кремнистыми и карбонатными осадками. Наряду с лавами фиксируются агломераты, грубообломочные туфы. По петрохимическим данным вулканогенные образования соответствуют толеитам и оливниновым базальтам, характеризуются бимодальным распределением железа, титана, магния [Вопросы..., 1975].

Все слоистые образования интенсивно деформированы, **рассечены** разломами. Местами установлено подчинение вулканогенных продуктов продольным и поперечным разломам.

Шилко-Аргунская многоэпиклиналильная система является продолжением, как можно полагать, Тукурингро-Джагдинской. В современной структуре слагающей систему многоэпиклиналильный комплекс территориально расчленен выступами фундамента и сохранился только в небольших по размерам прогибах: Бирнинском, Кактолгинском, Нижне-Шилкинском и некоторых других [Тектоника..., 1981а]. В прогибах чередуются терригенные, карбонатные и вулканогенные отложения. Из терригенных преобладают тонкообломочные, часто ритмично-слоистые песчаники, алевролиты, сланцы иногда углестые; из карбонатных значительную роль играют доломиты. Вулканиды почти повсеместно представлены андезито-базальтами и андезитами, реже присутствуют кислые разновидности. Общая мощность толщ около 8—10 тыс. м.

В вертикальной последовательности многоэпиклиналильного разреза устанавливаются трансгрессивные налегания и угловые несогласия, свидетельствующие о локальных складчатостях и тектонических подвижках. Местами отложения достаточно сильно (до амфиболитовой стадии) метаморфизованы.

Многоэпиклиналильный комплекс, слагающий *Алтае-Саянскую область*, предположительно развит на огромной территории от Восточно-Саянского разлома на востоке до Иртышской зоны смятия на западе. Данные редких буровых скважин и интерпретации геофизических полей показывают, что скрытые под Западно-Сибирской плитой структурные элементы по своим вещественным характеристикам сходны с алтае-саянскими и являются их продолжением по крайней мере до широтного отрезка Оби [Башарин и др., 1980: Жеро, 1984; и др.]. К югу эти элементы протягиваются в Монголию.

Докембрийские образования широко распространены лишь на востоке и юго-востоке рассматриваемой территории. На большей части площади Алтае-Саянской области, в пределах Кузнецкого Алатау, Минусинской впадины, Западного Саяна и Алтая докембрий распространены ограниченно, обнажаясь в ядрах антиклинорий и в блоках среди складчатых палеозойских толщ. К тому же обосновывается рифейский возраст некоторых толщ часто косвенными данными, что порождает двойственные толкования отдельных структур.

В состав многоэпиклиналильного комплекса Алтае-Саянской области достоверно входят мощные толщи, развитые в так называемых устойчивых массивах [Башарин и др., 1980]: Бийско-Барнаульском, Хакасском, Тувино-Монгольском и др., отвечающих в целом блокам схемы В. В. Волкова и Л. М. Парфенова [1970]. На них в рифейское время (а также в венд-палеозойское) формировались преимущественно карбонатные толщи, местами ассоциирующиеся с потоками основных и кислых субщелочных эффузивов, кремнистых сланцев, силилитов. В разных разрезах соотношение осадочных и вулканогенных толщ, карбонатных и терригенных, а также кислых и основных вулканогенных пород меняется. Временами вулканогенные породы исчезают из разреза почти совсем; местами в комп-

лексе содержится значительное количество обломочных пород. Мощность миогеосинклинального комплекса оценивается в 6—8 тыс. м. Ему присуща зеленосланцевая фация метаморфизма, переходящая местами в амфиболитовую, широкое развитие сложной складчатости, рассланцевания, будинажа.

Ряд авторов [Башарин и др., 1980] считают рифейскими и относят к миогеосинклинальному комплексу тонкообломочные ритмично-слоистые терригенные толщи с редкими горизонтами известняков и кварцитов (типа джебашской, теректинской свит и их аналогов). Местами в них появляются вулканогенные породы: количество вулканитов здесь в целом наращивается к востоку. Имеются они и в крайней западной части. Мощность толщ — 10—12 тыс. м. Для них характерны зеленосланцевый метаморфизм, локально возрастающий до амфиболитового, интенсивное рассланцевание, многопорядковая складчатость, осложняющая крупные брахиформные структуры, мигматит-анатектитовые поля и гранитоидные массивы. Другие исследователи [Дергунов, Херасков, 1985] относят эти толщи к нижнему палеозою. Выше указывалось, что область распространения их в грубых чертах совпадает с областями распространения салаирского (самые верхи рифея(?)) — вендско-нижнепалеозойского эвгеосинклинального, с широким развитием офиолитов, комплекса.

В целом миогеосинклинальные комплексы Алтае-Саянской области значительно отличаются, например, от миогеосинклинальных комплексов, слагающих Байкало-Таймырскую или Верхоянскую системы. Эти различия выражаются в большей глубокководности отложений Алтае-Саянской области по сравнению с другими регионами.

Сложность современной складчатой и разрывной структуры Алтае-Саянской области, широкие крупноамплитудные горизонтальные перемещения послерифейского возраста, выявленные в последние годы [Берзин, 1979; Буслов, 1985; Гибшер и др., 1983; Добрецов, 1985; и др.], делают трудной реконструкцию рифейской структуры. В общем виде, по-видимому, она была такой, как ее представляли В. В. Волков и Л. М. Парфенов [1970]: состоящей из серии разных по величине и форме блоков, разделенных разноориентированными трогами (прогибами) или, по Н. А. Берзину, крупными раздвигами [Докембрий..., 1977]. Не исключено, что размеры раздвигания по отдельным системам достигали значительных величин, выводя на поверхность в этих системах кору океанического типа [Зоненшайн, 1984]. Если такие предположения корректны, то рифейская структура Алтае-Саянской области может быть охарактеризована как окраинная миогеосинклинальная система (совместно с краем платформы). Но развивалась эта структура, по-видимому, на коре, очень утоненной или даже местами лишенной «гранитного» слоя.

Улутауско-Теркейская миогеосинклинальная (хемизвгеосинклинальная — по Ю. А. Зайцеву) система слагает внутреннюю зону овала из дорифейских остаточных срединных массивов, вытянутого в меридиональном направлении [Зайцев, 1984]. В пределы карты

входит северная зона, где рифейские отложения частично обнажены только в складчатых структурах Улутау и в меньших количествах на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Актау-Моинтинском антиклинории. Здесь рифейский комплекс представлен боздакской и консуитской сериями и их аналогами.

Согласно публикациям последних лет [Стратиграфия..., 1983; Зайцев, 1968, 1984; и др.], эти образования отвечают полному объему рифея.

Сложность современной складчато-разрывной структуры Улутауско-Терской системы такова, что трудно реконструировать те палеотектонические элементы, с которых началось формирование данного комплекса. Имеющиеся палеотектонические реконструкции предполагают, что рифейское развитие началось с раскалывания дорифейского фундамента, заложения систем разломов, трогов и прогибов субмеридионального простирания [Зайцев, 1968, 1984; Антонюк и др., 1977]. Здесь, по-видимому, проявлялся структурный рисунок, предопределивший современную структуру Улутауской части рассматриваемой системы.

Боздакская серия, мощностью более 3 тыс. м, сложена внизу конгломератами, серицит-полевошпатовыми, серицит-полевошпато-кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми сланцами и песчаниками, филлитами, кварцитами, иногда железистыми мраморами, ассоциирующимися с порфиритоидами и порфироидами. По площади меняются соотношения не только между метаосадочными и метавулканогенными породами, но и между порфиритоидами и порфироидами. Вверх по разрезу вулканогенно-осадочные породы сменяются терригенно-карбонатными (надырбайская, кожемситская и другие свиты), а затем снова груботерригенно-вулканогенными толщами верхнего рифея (коксайская, белеутинская и другие серии и свиты). Низы боздакской серии некоторыми исследователями рассматриваются как молассовый комплекс [Стратиграфия..., 1983]. Молассовому комплексу отвечают и отложения верхнего рифея (коксайская и другие серии), что усиливает сходство Улутауско-Терской зоны с разрезами Енисейского кряжа или внутренних зон Байкало-Патомской дуги. Сходным является и «платформенный» преимущественно мелководный и достаточно зрелый состав осадочных отложений.

Урало-Тиманская многоэпизодная система расположена на юго-западной окраине северной половины Урала и прослеживается к югу в район Башкирского поднятия. По скважинам и геофизическим материалам предполагается ее продолжение под чехлом Тимано-Печорской синеклизы до Печоро-Колвинского вала [Журавлев, 1972; Черный и др., 1976; и др.]. Сложена система многоэпизодным комплексом преимущественно из терригенных и карбонатных пород, с отчетливой латеральной зональностью. Последняя выражена замещением относительно грубообломочных западных фаций более тонкообломочными и более глубоководными на востоке. В Тиманской части многоэпизодного комплекса практически отсутствуют вулканогенные образования. Слоистые толщи комплекса собраны здесь в системы линейных складок [Пучков, 1975].

Печорско-Нижнеобская область, сложенная **нерасчлененными геосинклинальными комплексами**, выделяется на территории Тимано-Печорской синеклизы, Урала и северо-западной части Западно-Сибирской равнины.

На Красноленинском выступе в Березовской зоне скважинами вскрыты роговообманково-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, кварц-роговообманковые, биотит-кварцевые, кремнисто-серицитовые, хлорит-глинистые, глинистые сильно дислоцированные и трещиноватые сланцы, предположительно докембрийско-нижнепалеозойского возраста. Сотрудниками СНИИГГиМСа эти толщи трактуются как миеосинклинальные. В соответствии с геофизическими материалами, обработанными по комплексной методике указанными авторами, подобные образования широкими зонами протягиваются под Западной Сибирью в сторону Урала. Эти зоны миеосинклинальных комплексов, по мнению авторов, разграничены эвгеосинклинальными комплексами. Намеченные по геофизическим данным эвгеосинклинальные комплексы скважинами вскрыты только на Шаимском поднятии, где среди них присутствуют роговообманково-биотитовые, кварц-роговообманковые и биотит-кварцевые гнейсы. Как видно, породы здесь мало чем отличаются от таковых, вскрытых в более северных миеосинклинальных зонах.

Несколькими скважинами вскрыты докембрийские отложения в восточных районах Тимано-Печорской провинции [Черный и др., 1976; Гафаров, Прозоров, 1982] в области развития ранее предполагавшегося Печорского древнего массива. Отложения представлены сильно деформированными кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми сланцами, кварцевыми порффирами и альбитофирами. По мнению ряда исследователей, «...состав сланцев и степень их метаморфизма оказались тождественными сланцам байкальского фундамента Тимано- и Ижм-Печорской впадины, а ... альбитофиры аналогичны встреченным в эвгеосинклинальной зоне байкалид Урала» [Черный и др., 1976, с. 122]. Таким образом, подтверждается геологически, что вся Тимано-Печорская провинция подстилается геосинклинальными рифейскими интенсивно складчатыми и метаморфизованными толщами.

Выходы рифейских образований в пределах северного отрезка Уралтауского (Центрально-Уральского) поднятия известны во многих местах. В Марункеуском, Харбейском, Хобензском, Монохамбовском, Тараташском и других более мелких поднятиях рифейские отложения резко несогласно залегают на дорифейских — нижнепротерозойско-архейских отложениях (харбейская, николайшорская, тараташская и другие серии и свиты). Эти древние толщи представлены ранообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами, кварцитами и амфиболитами (биотитовые, двуслюдяные, слюдяно-плагнокварцевые, амфибол-слюдяные гнейсы, кварц-цойзит-амфиболовые, слюдяно-кварцевые, гранат-слюдяно-кварцевые иногда со ставролитом, силлиманитом, кристаллические сланцы) [Пучков, 1975; Голдин и др., 1973; Дымкин и др., 1984; и др.].

Рифейские осадочные отложения представлены главным образом обломочными породами кварцевого и аркозового состава, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами и конгломератами, расположенными часто в основании стратиграфических подразделений. Кроме того, значительное место занимают карбонатные отложения, часто с водорослями и проблематикой.

Осадочные отложения ассоциируются с вулканическими образованиями, количество которых местами достигает 30% от общего объема. Последние сложены разнообразными базальтами, андезитобазальтами, диабазами, базальтовыми андезитами, дацитами, липаритами, а также их порфиоровыми и порфиритовыми разновидностями. Представлены они преимущественно лавами и реже пирокластическими породами. Из гипабиссальных интрузивных образований наиболее широко присутствуют габбро, габбро-диабазы, диориты, плагиограниты в виде силлов, даек и штоков.

Обобщающий анализ многочисленных довенд-кембрийских толщ северной половины Урала позволил Б. А. Голдину и Е. П. Калинин [1980] объединить магматические образования в толеит-базальтовую верхнекожимскую, гранитную кожимскую, базальтовую манарагскую и габбро-тоналит-гранодиоритовую парнукскую формации. По мнению этих авторов, верхнекожимская формация сложена преимущественно пересыщенными кварцем толеитами и очень близка трапповым формациям. Если учесть ее предположительный нижнерифейский возраст, то этот факт хорошо согласуется как с магматизмом Башкирского поднятия [Парначев, 1980], так и с вышеописанным сибирским материалом. Формированию этой формации предшествовало становление коровых гранитов. Позднее образовались вулканогенные формации контрастного ряда [Шейве и др., 1977; Иванов, 1979; Голдин, Калинин, 1980; и др.]. Предполагается, что в это время поступали магмы как из коровых, так и из подкоровых (мантийных) очагов, о чем говорит появление среди базальтов оливиновых толеитов. Если проследживать историю магматизма далее, то в восточных районах Урала базальтовые толеитовые формации начинают сопровождать дайки, штоки пикритов, что, по мнению многих исследователей, свидетельствует об образовании в осевой зоне Урала коры океанического типа [Шейве и др., 1977; Голдин, Пучков, 1978; Голдин, Калинин, 1980; и др.].

Таким образом, принимая во внимание смену вертикальных и латеральных (с запада на восток) осадочных и магматических рядов формаций, выразившуюся в проявлении более тонкообломочных, глубоководных осадков и мантийных магматитов, можно сделать вывод, что в северной половине Урала постепенно в течение рифея (а также венда и кембрия) нарастали условия полного раскрытия океана.

В современной структуре вышеописанные рифейские образования интенсивно деформированы, местами перемещены более поздними крупными надвигами и метаморфизованы, как правило, в зеленосланцевой и реже амфиболитовой фациях.

Протоорогенные комплексы не характерны для рифейской истории. Единственная Витимо-Енисейская система, сложенная этого типа комплексом, пространственно совпадает с Байкало-Таймырской эвгеосинклинальной системой, на образованиях которой, а местами на фундаменте, он залегает несогласно. По возрасту в него входят на востоке отложения верхнего рифея, а в Присаянье и Енисейской зоне, по-видимому, только верхи рифея. Не исключено, что развитие некоторых межгорных впадин продолжается в венде, а может, и в кембрии. Так, по данным Т. А. Дольник [1982; Дольник и др., 1984], значительная часть разреза Холоднинской впадины (собственно холоднинская свита) относится к верхнему рифею. В то же время Т. А. Дольник ставит под сомнение рифейский возраст сынырской свиты, считая возможным, что свита залегает выше вендских противодаванской и авгольской свит.

В современной структуре протоорогенный комплекс выполняет небольшие по размерам впадины, которые по фаціальным и структурным характеристикам могут классифицироваться как межгорные. Более крупные овальной формы впадины предполагаются по геофизическим данным вдоль Енисея. Спорно выделение молассовых протоорогенных образований в пределах Восточного Саяна и Тувы. А. В. Абрамов с коллегами относят к этому комплексу отложения вороговской, чингасанской серий Енисейского кряжа, анастасьинской свиты Манского прогиба, калбазыкской серии, карагасской и оселковой свит Присаянья, нарынской свиты Сангиленя, долонской и ногоанской свит Восточной Тувы. Ведущие сейчас работы на территории Сангиленя, Восточной Тувы и востока Восточного Саяна (окрестности Гаргавской глыбы) показывают широкое развитие здесь структур покровной тектоники и ставят вопрос о коренном пересмотре не только стратиграфии, но и палеотектонического развития указанных регионов [Гибшер и др., 1983; Рошкеттаев и др., 1983; Добрецов, 1985; и др.].

В Байкало-Витимской горной области протоорогенный комплекс выполняет небольшие по размерам межгорные впадины — Сынырскую, Шумнинскую, Падринскую, Жапокскую и др. Границы впадин везде разрывные, а их ориентировка определяется общей присущей Байкало-Муйскому сегменту разломной сеткой.

В строении формационных рядов, выполняющих впадины, принимают участие разнообразные вулканогенные и осадочные породы. Из вулканогенных широко распространены лавовые, пирокластические и вулканомиктовые образования пестрых расцветок и состава: диабазы, базальты, андезит-базальты, андезиты, дациты, липариты, их порфиоровые и порфиритовые разновидности. Из осадочных преобладают грубообломочные толщи преимущественно вулканомиктового состава, причем в обломочной фракции присутствуют вулканогенные породы подстилающих рифейских отложений. Наряду с вулканомиктовыми в значительных пропорциях в ряде впадин присутствуют мономиктовые и олигомиктовые терригенные породы. По-видимому, в позднем рифее, в момент высокого стояния этого сегмента, наряду с подстилающими эвгеосинклинальными отложениями размывались и блоки, сложенные породами фундамента.

В современной структуре орогенные комплексы интенсивно дислоцированы и местами зонально метаморфизованы. Кроме того, видимо, с этим этапом следует связывать широкое проявление гранитоидного магматизма (Баргузинский, Мамско-Оронский, Конкудеро-Мамаканский, Падринский, Жанокский, Саянский и другие комплексы.).

Плитные комплексы занимают значительные площади Сибирской платформы, выделяются на Омолонском и Охотском массивах Северо-Востока СССР, предполагаются на Касском и Няндинском (Приенисейском) гипотетических массивах. Кроме того, они устанавливаются на Центрально-Казахстанском массиве и северо-восточном (Притиманском) участке Русской платформы.

Ниже кратко будут охарактеризованы только два плитных комплекса: включающий в себя отложения чехлов Сибирской платформы и массивов Северо-Востока СССР и развитый в Центральном Казахстане. Приенисейский комплекс предполагается по геофизическим данным, и выделение его гипотетично.

В литературе рифейские отложения Сибирской платформы и срединных массивов Северо-Востока СССР, выходящие на поверхность, описаны неоднократно. Основу их составляют терригенно-карбонатные ассоциации с примесью базальтового магматизма.

Отмеченное ранее сходство с перикратонным мнгогеосинклинальным комплексом при сильно уменьшенной мощности толщ в плитном распространяется не только на главные структурно-формационные характеристики, но и на многие другие особенности. Здесь затронем только те, которые присущи плитному комплексу.

Если в области развития геосинклинальных комплексов глыбы (поднятия, массивы, блоки) фундамента располагаются между трогами, разрушая, по-видимому, земную кору в большинстве случаев на всю глубину, то в пределах Сибирской платформы остается почти неразрушенным огромный массив фундамента, в центральной части которого располагаются челночные авлакогены (грабены, прогибы, мульды), а по краям — структурные элементы, раскрывающиеся в сторону геосинклинальных комплексов.

Челночную природу некоторых прогибов (трогов) доказывает палеофациальный анализ. Например, границы Майского, Учурского, Куонамского, Уджинского и других прогибов и авлакогенов хорошо устанавливаются по ореолу грубообломочных формаций (конгломератов, гравелитов, брекчий), замещающихся к центру структур более тонкообломочными и карбонатными. Роль карбонатных отложений возрастает и вверх по разрезу от нижне- к верхнерифейским образованиям. Таким образом, указанные структуры являются индивидуальными, расположенными в пределах блоков фундамента с разной ориентировкой в пространстве. Именно такой тип структур А. А. Богданов [1976] называл «челночным».

Более типичной чертой для рифейского плитного комплекса, чем для мнгогеосинклинального, является его молассоидный облик: характерны красноцветные часто субконтинентальные или мелководные формации.

Наконец, следует указать на фрагментарность развития плитного комплекса в современной структуре. Давно уже известно, что сплошной чехол на Сибирской платформе и массивах Северо-Востока СССР начал формироваться не раньше венда, а местами и позже.

Таким образом, плитный комплекс рифейского возраста в современной структуре Сибирской платформы и крупнейших массивов Северо-Востока СССР представляет собой дифференцированное по мощности и площади распространения тело, сложенное молассоидными карбонатно-терригенными с примесью основных магматических пород образованиями.

Плитный комплекс, располагающийся на Кокчетавско-Ниязском среднем массиве Центрального Казахстана, сложен преимущественно отложениями верхнего рифея [Тектоника Казахстана, 1982; Стратиграфия..., 1983; Зайцев, 1984; и др.]. В их составе преобладают (кокчетавская серия) высокозрелые и относительно маломощные кварцито-песчаниковые толщи; реже присутствуют гравелиты и конгломераты, сформировавшиеся в условиях мелководья. Местами под ними сохранились терригенные толщи шарыкской свиты, первичным составом которой была «алевроглинисто-сланцевая углеродистая породная ассоциация» [Стратиграфия..., 1983, с. 145] с прослоями мраморов. Здесь, как и в плитных комплексах Сибирской платформы и массивов Северо-Востока СССР, главной составляющей их являются молассоидного типа формации. Такие формации с широким развитием калиевых риолитов и порфиритов в соседних зонах, по мнению ряда исследователей, свидетельствуют о присутствии здесь зрелой континентальной коры уже в рифее [Тектоника Казахстана, 1982, с. 10]. Не исключено, что в додевонскую эпоху плитные верхнерифейские толщи распространялись довольно широко на территории Казахстана [Зайцев, 1984]. Мощность их, как и сохранившихся до настоящего времени отложений, не превышала, видимо, 2 тыс. м.

В современной структуре плитный комплекс интенсивно дислоцирован и метаморфизован в зеленосланцевой фации. По этим параметрам он тяготеет к чехольным образованиям срединных массивов.

ВЕНДСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Мегакомплекс охватывает вулканогенно-осадочные и интрузивные образования от венда до силура включительно. Основными структурными единицами на данном этапе были Сибирский и Восточно-Европейский континенты и разделяющий их Урало-Монгольский океанический бассейн (рис. 7).

Наиболее широко распространены по площади платформенные и миогеосинклинальные образования. Эвгеосинклинальные комплексы слагают относительно узкие зоны, структура и состав которых свидетельствуют о том, что они сформировались в результате сжа-

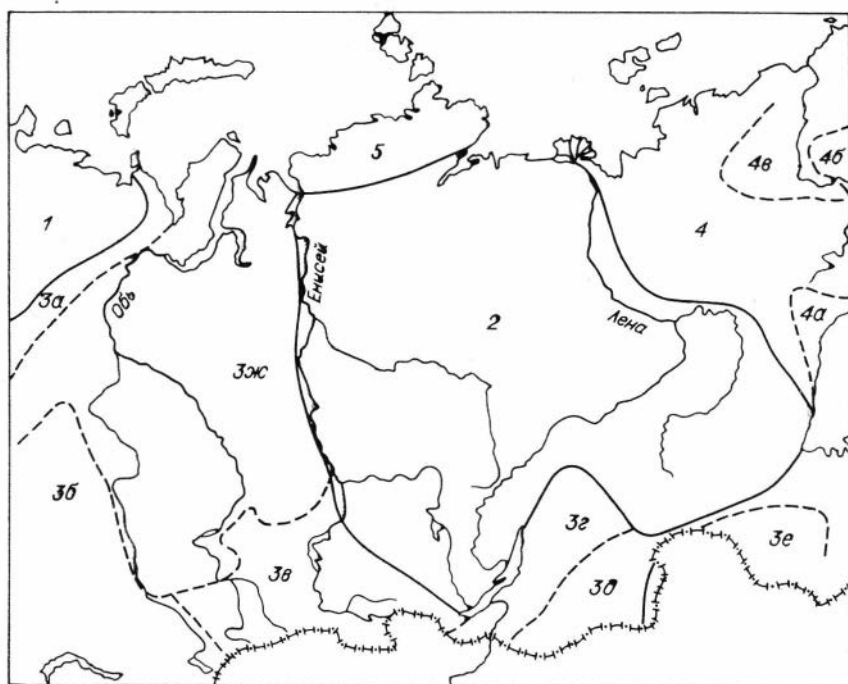


Рис. 7. Схема районирования венд-нижнепалеозойского мегакомплекса Сибири. 1 — Русская, 2 — Сибирская платформы; 3 — Урало-Монгольский складчатый пояс: 3а — Урал, 3б — Казахстан, 3в — Алтае-Саянская, 3г — Байкало-Витимская, 3д — Монголо-Охотская области, 3е — Буреинский массив, 3ж — Западно-Сибирская плита; 4 — Верхояно-Колымская область: 4а — Охотский, 4б — Колымский массивы; 5 — Таймыр.

тия, горизонтального сокращения и закрытия бассейнов с корой океанического типа. Геосинклинальные комплексы местами надстраиваются протороогенными толщами.

Эвгеосинклинальные комплексы распространены в основном в пределах Урало-Монгольского пояса. Они формировались на протяжении всего вендско-силурийского отрезка времени, хотя в разных частях пояса возраст их неодинаков. Так, в Алтае-Саянской области они появились, видимо, в конце рифея и закончили свое развитие в кембрии. В Центральном Казахстане эвгеосинклинальные зоны заложились в венде и существовали в кембрии, ордовике, а местами до силура или девона включительно. На Урале и востоке Казахстана становление эвгеосинклинальных комплексов происходило в ордовике, а завершение развития относится уже к концу среднего палеозоя.

Несмотря на такой широкий диапазон и непрерывность образования эвгеосинклинальных структурно-вещественных комплексов, на вендско-силурийском этапе намечаются два основных периода заложения эвгеосинклинальных зон: позднерифейско-вендский и ордовикский.

В *Алтае-Саянской области* эвгеосинклиналильные комплексы рассматриваемого отрезка времени наиболее широко распространены в западной ее части, на территории Горного Алтая, Салаира, западного склона Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы. На востоке области (восточный склон Кузнецкого Алатау, Минуса, Сангилен, Восточная Тува) развиты главным образом миогеосинклиналильные толщи.

Переходные зоны между различными структурно-формационными единицами характеризуются обычно сложной покровно-чешуйчатой структурой, затрудняющей выявление латеральных соотношений между ними на начальной стадии развития. Несмотря на это, общая тенденция изменения комплексов от одной зоны к другой устанавливается довольно определенно. Она заключается в смене существенно карбонатных толщ вулканогенно-терригенно-карбонатными и вулканогенно-сланцевыми. Крайними членами такого латерального ряда являются карбонатные разрезы в миогеосинклиналильных зонах и офиолитовые — в эвгеосинклиналильных.

При переходе от одних зон к другим на вендско-раннекембрийском уровне резко возрастает объем вулканогенных пород. Согласно данным многих исследователей [Белоусов и др., 1969, 1974; Херасков, 1979; и др.], меняется и состав вулканических ассоциаций. В миогеосинклиналильных зонах на ранних этапах формировались вулканиты контрастной спилит-кератофировой или базальт-липаритовой ассоциаций, а в эвгеосинклиналильных — преимущественно недифференцированные спилит-диабазовые толщи. Происходит также общее изменение щелочности пород.

Строение эвгеосинклиналильных комплексов Алтае-Саянской области разнообразно и объясняется различными обстановками их формирования. Во внутренней зоне, в районах, наиболее удаленных от Сибирского континента (Горный Алтай, Западный Саян, Центральная и Западная Тува), они заложены в океанических условиях на меланократовом основании и начинаются, как правило, офиолитовой ассоциацией. В настоящее время мы видим только фрагменты этой ассоциации, слагающие отдельные тектонические покровы, пластины, линзы или участвующие в строении меланжей и олистостром. В составе ассоциации в различных местах встречаются гипербазиты, расслоенные габбро-гипербазитовые тела, габброиды, комплекс параллельных даек, недифференцированные, реже слабо контрастно дифференцированные базальтоиды, кремнисто-сланцевые и кремнисто-карбонатно-сланцевые накопления.

Офиолиты вендско-раннекембрийского возраста распространены в основном в тех районах Алтае-Саянской области, которые относятся к поздним каледонидам, а также на границе каледонид с салаиридами. В каледонских зонах (Западный Саян, Горный Алтай, запад Салаира) офиолиты перекрыты мощными, многокилометровыми песчано-сланцевыми толщами доордовикского возраста. Отдельные части разреза этих толщ имеют флишоидное строение; в низах в переменном количестве присутствуют вулканогенные породы основного состава (амыльская свита Западного Саяна, сугашская свита Гор-

ного Алтая и их аналоги). Метаморфизм этих образований неодинаков. Среди исследователей Алтае-Саянской области нет единства в трактовке их возраста. Толщи повышенной степени метаморфизма, но сходные по составу со слабо метаморфизованными отложениями кембрия, относятся многими геологами, в том числе и авторами «Атласа...», составившими макет по западной части Алтае-Саянской области (В. С. Сурков, А. П. Щеглов, А. В. Абрамов, Р. Т. Богнибова), к докембрию. Этими исследователями метаморфизованные песчано-сланцевые комплексы помещаются в разрезе ниже офиолитовой ассоциации, хотя между ними повсеместно устанавливаются крупные разрывные нарушения, имеющие в ряде мест (Теректинский, Курайский и Телецкий выступы Горного Алтая, Северо-Саянская и Куртушибинская зоны Западного Саяна и др.) признаки расчлененных тектонических покровов и надвигов, в различной степени деформированных после покровообразования.

Охарактеризованные комплексы в направлении миогеосинклинальных зон сменяются сложно построенными разрезами, сформировавшимися на коре переходного типа с признаками гранитно-метаморфического слоя, а местами, по-видимому, непосредственно на меланократовом основании. По палеогеографическим условиям и палеогеодинамическим обстановкам эти области соответствовали, вероятнее всего, островным дугам, их склонам и междуговым депрессиям. Они слагают внешнюю зону эвгеосиплинали и прослеживаются почти непрерывно от Салаира и западного склона Кузнецкого Алатау через восточные районы Горного Алтая вдоль северного склона Западного Саяна в Хамсаринский и Восточно-Тануольский районы Тувы.

В отличие от описанных вулканогенные образования в этой зоне распространены практически по всему объему комплексов, хотя основная масса их тяготеет к нижним частям разрезов. Здесь кроме спилит-диабазовых широко развиты спилит-кератофировые, дацит-андезит-базальтовые, андезит-дацит-риолитовые, базальт-андезит-дацитовые и другие ассоциации. Набор их и количественные соотношения в различных участках неодинаковы, что может быть обусловлено как первичной неоднородностью фундамента, на котором закладывались островодужные системы, так и масштабами тектонического сжатия и утолщения земной коры. Среди вулканитов, особенно в верхних частях разрезов, значительное место занимают мелководные и субаэральные разности. Большую роль играют туфы, туфо- и лавобрекчии.

Для осадочных пород характерно незакономерное чередование тонко- и грубообломочных отложений, наличие турбидитов, горизонтов олистостром. Местами в заметных количествах присутствуют известняки, максимум которых приходится на вторую половину раннего кембрия. Иногда они имеют рифогенную природу. На отдельных стратиграфических уровнях встречаются кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы и яшмоиды. В верхах некоторых комплексов присутствуют образования, напоминающие молассы.

Роль обломочных пород возрастает обычно вверх по разрезу. Вместе с тем устанавливаются и латеральные изменения, заклю-

чающиеся в увеличении количества обломочных толщ и соответственно в уменьшении доли вулканитов в направлении от островных дуг к их склонам и междуговым бассейнам.

Возраст комплексов во внешней зоне эвгеосинклинали неодинаков. Различия заключаются в основном во времени завершения вулканизма. На Восточно-Таннуольском и Хамсаринском отрезках он закончился в целом к концу раннего кембрия; на севере Западного Саяна вулканическая деятельность продолжалась еще в среднем, а на Салаире — в позднем кембрии. Эти данные вместе с различным характером вулканизма на отдельных участках, по-видимому, указывают на существование в кембрийском периоде системы пространственно обособленных островных дуг, обрамляющих океанический бассейн с востока и в разное время причленявшихся к континентальному блоку.

Из интрузивных образований, связанных с эвгеосинклинальными комплексами Алтае-Саянской области, наиболее распространены массивы габбро-плагногранитной формации или гранитоидов пестрого состава. Они тяготеют к внешней, островодужной зоне эвгеосинклинали и имеют преимущественно вендско-раннекембрийский возраст. Здесь же встречаются тела габбро и гипербазитов, которые особенно широко представлены во внутренней зоне, где являются членами офиолитовой ассоциации.

В других частях Алтае-Саянской области эвгеосинклинальные комплексы слагают узкие, местами прерывистые пояса, в образовании структуры которых важную роль играли горизонтальные движения преимущественно покровно-надвигового типа. Они формировались, вероятно, в междуговых и окраинно-морских бассейнах на новообразованной океанической или утоненной коре переходного типа.

Один из таких поясов прослеживается от Агардагской зоны Тувы через северную часть Сангилен и Билинское нагорье в Окинский и Ильчирский районы Бурятии. В его пределах в сложных тектонических соотношениях с более древними или близкими по возрасту миогеосинклинальными комплексами распространены члены офиолитовой ассоциации, осадочно-вулканогенные островодужные образования, терригенные и карбонатно-терригенные толщ ипогда флишoidalного типа. Нижние части разрезов этих комплексов имеют, по-видимому, венд-кембрийский возраст, а верхние, судя по данным, полученным в последние годы по востоку Алтае-Саянской области, являются ордовикскими или силурийскими.

Исходя из общей структуры Алтае-Саянской области и данных по отдельным участкам, кажется наиболее вероятным, что разрозненные выходы эвгеосинклинальных комплексов рассматриваемого пояса слагают тектонические окна, покровы, пластины, зоны меланжа, протрузии и другие элементы, образовавшиеся при шарьировании сиалических масс Тувино-Монгольского массива на толщ (в том числе и эвгеосинклинальные), сформировавшиеся в обстановке краевого моря.

В качестве примера можно привести также пояс, протягивающийся вдоль западного склона Кузнецкого Алатау (Золото-Китатская зона) и примыкающий в районе Уйменско-Лебедской и Кондомской зон к структурам внешней островодужной части эвгеосинклинали. Этот пояс сформирован в тылу Салаирской островной дуги и ограничен областями развития существенно карбонатных миогеосинклинальных толщ. Эвгеосинклинальные комплексы в его пределах в общих чертах сходны с образованиями внешней зоны эвгеосинклинали, хотя продукты вулканизма отличаются повышенной щелочностью. В разных частях пояса присутствуют офиолиты, находящиеся в аллохтонном залегании.

В *Казахстане*, как и в Алтае-Саянской области, в венде — раннем палеозое обособились две тектонические провинции с различным строением земной коры [Тектоника Казахстана, 1982].

В восточной провинции, в частности в Божекуль-Чингизской, Тектурмасской и Зайсанской зонах, тектонические комплексы формировались на коре океанического типа. Эти комплексы отнесены к эвгеосинклинальным и сменяющим их по вертикали протоорогенным.

На западе, в районе Кокчетавского массива и его обрамления, существовала система сиалических блоков и разделяющих их бассейнов, центральные части которых, по-видимому, были лишены гранитно-метаморфического слоя.

Неоднородность субстрата в западной провинции предопределила разнообразие комплексов по вещественному составу, объему вулканитов, мощностям и другим признакам. Здесь распространены как эв-, так и миогеосинклинальные комплексы, однако четкой границы между ними провести нельзя. Как те, так и другие нередко содержат большое количество обломочного материала сиалического происхождения. Вулканогенные породы отличаются повышенной щелочностью. Местами присутствуют магматические образования щелочно-ультраосновного состава, а также тела альпинотипных (?) гипербазитов. В силу указанных причин на большей территории западной провинции эв- и миогеосинклинальные комплексы на тектонической карте показаны нерасчлененными.

В основании эвгеосинклинальных комплексов в западной провинции в приразломных впадинах местами залегают вендские образования рифтогенного типа, связываемые с начальной стадией раскрытия океанических структур. Они представлены щелочной осадочно-вулканогенной формацией, с которой ассоциируются щелочно-ультраосновные массивы. Среди осадочных пород распространены грубообломочные разности, сменяющиеся по мере омоложения сланцами, аргиллитами и яшмами [Антонюк и др., 1979; Зайцев, Хераскова, 1979; Тектоника Казахстана, 1982].

В других районах провинции, например в Джаркаинагачской зоне, расположенной юго-западнее Кокчетавского массива, эвгеосинклинальный комплекс начинается последовательно сменяющимися друг друга во времени вендско-кембрийскими кремнисто-диабазовой, терригенно-кремнисто-туффитовой и черносланцевой глинисто-кремнистой формациями общей мощностью около 3 тыс. м.

Более молодые образования западной провинции представлены преимущественно терригенными, иногда кремнисто-глинистыми или карбонатно-глинисто-терригенными, местами флишиодными толщами мощностью от 1,5—2 до 5 тыс. м и более. Возраст этих толщ преимущественно ордовикский. Они либо надстраивают упомянутые выше осадочно-вулканогенные разрезы, либо залегают непосредственно на докембрийском основании. В последнем случае их целесообразнее относить к мнгогеосинклинальным, хотя принципиальных различий между ними нет.

В осевой части Степнякской зоны, вблизи восточной окраины рассматриваемой провинции, кембро-ордовикские образования наряду с осадочными породами содержат значительное количество эффузивов и туфогенных накоплений, характеризующих, по мнению С. Г. Самыгина [Тектоника Казахстана, 1982], обстановку островных дуг. Мощность островодужной ассоциации достигает здесь 10—11 тыс. м.

В восточной провинции эвгеосинклинальные комплексы формировались на меланократовом основании, фрагменты которого повсеместно находятся в аллохтонном залегании. Возраст нижней осадочно-вулканогенной части разреза этих комплексов, образующих вместе с габброидами и гипербазитами офиолитовую ассоциацию, неодинаков. Он укладывается в интервал от венда — раннего кембрия в Бошекуль-Чингизской области до ордовика и, возможно, раннего силура в Тектурмаской и Зайсанской зонах [Тектоника Казахстана, 1982]. Время завершения формирования этих комплексов также разное: по-видимому, от позднего кембрия до силура и даже девона включительно. Это свидетельствует о длительности и неодновременности процессов становления, обновления и преобразования океанической коры на территории Казахстана.

Отличительной чертой эвгеосинклинальных комплексов центральных и восточных районов Казахстана является незначительное содержание в них карбонатных отложений. В низах разрезов преобладают яшмово-спилитовая и туффито-яшмовая формации, местами с небольшим количеством кислых вулканитов. Только в районе Чингиз-Тарбагатая в нижнем кембрии выделяется карбонатно-спилитовая формация.

Верхние части комплексов представлены различными в формационном отношении толщами. В Бошекуль-Чингизской области, в пределах которой в среднем кембрии заложилась первая вулканическая дуга, широко распространены непрерывно дифференцированные серии известково-щелочного ряда, ассоциирующиеся с туфогенно-осадочными и кремнисто-терригенными отложениями. Местами присутствуют флишиодные толщи, турбидиты и горизонты олистостром. Наиболее молодые члены разрезов этих комплексов имеют здесь среднеордовикский возраст.

За пределами островных дуг верхняя половина комплексов образована главным образом граувакковыми и флишиодно-граувакковыми сериями, содержащими линзы рифогенных известняков. В Джунгаро-Балхашской области возраст этих серий — от среднего

ордовика до силура включительно. В Зайсанской зоне завершение формирования эвгеосинклинальных комплексов относится, по-видимому, к послесилурийскому времени.

Общая мощность комплексов из-за сложной, нередко покровно-чешуйчатой, структуры трудно определима. Она достигает, по-видимому, нескольких тысяч метров.

С эвгеосинклинальными образованиями ассоциируются обычно небольшие интрузивные тела, комагматичные вулканитам островодужной ассоциации.

На Урале распространены эвгеосинклинальные комплексы в основном «молодого поколения», появившиеся в ордовикском периоде при интенсификации в Урало-Монгольском поясе процессов образования новой океанической коры. Они прослеживаются вдоль всего Урала и в районе Пай-Хоя, по-видимому, резко поворачивают на юг, уходя под чехлом Западно-Сибирской плиты в сторону Зайсанской зоны. Эвгеосинклинальные комплексы Зеленокаменной зоны Урала вместе с зайсанскими формировались, вероятно, в едином сложно построенном океаническом бассейне, по одну сторону от которого располагались древние платформы и нарастившие их догерцинские складчатые сооружения, а по другую — серия докембрийских массивов (Улутавский, Кокчетавский, Восточно-Уральский, Уват-Хантымансийский и др.), спаянных во время каледонского тектогенеза.

Доордовикские эвгеосинклинальные комплексы можно ожидать на восточном склоне Урала и в Зауралье, в области распространения более древних глыб и микроконтинентов. К настоящему времени они недостаточно изучены, хотя рядом исследователей отмечается наличие венд-кембрийских или более древних офиолитов.

Вертикальные формационные ряды эвгеосинклинальных комплексов Урала в целом имеют однотипное строение. Нижняя их часть входит в состав офиолитовой ассоциации, характеризующей океаническую стадию развития, а верхняя представлена формациями переходной, или островодужной, стадии [Тектоника Урала, 1977; Перфильев, 1979; Дымкин и др., 1984].

В офиолитовой ассоциации среди осадочно-вулканогенных образований преобладают толеитовые подушечные базальты, ассоциирующиеся с кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и яшмами. Выше появляются кислые вулканические породы, образующие вместе с базальтоидами контрастную натровую серию.

Верхние части эвгеосинклинальных комплексов более разнообразны по формационному составу и характеризуются резкой фациальной изменчивостью. Они включают андезит-дацитовую и андезито-базальтовую формации, туфогенные и терригенные толщи, иногда с градационной слоистостью, рифогенные известняки, олистохромы и другие образования.

С эвгеосинклинальными толщами Урала связаны плагиограниты, расслоенные габбро-гипербазитовые тела, полосчатые габбро, габбро-нориты и др.

Возраст эвгеосинклинальных комплексов и отдельных их частей неодинаков. Так, офиолитовая ассоциация в одних местах сформир-

ривалась в конце раннего силура, в других — охватывает весь силур и даже ранний девон. Соответственно смещается и верхний возрастной рубеж поздних эвгеосинклиналильных образований. В Тагильской зоне, например, они закончили свое развитие в конце силура, а в других районах продолжали накапливаться в девоне, выходя, таким образом, за хронологические рамки анализируемого мегакомплекса.

В *Забайкалье* и *Монголо-Охотской* области эвгеосинклиналильные комплексы распространены на незначительной площади в Джидино-Витимской и Тукурингра-Джагдинской зонах.

Джидино-Витимская зона нередко приводится в качестве примера геосинклиналильных прогибов, проникающих в более древние складчатые сооружения и постепенно выклинивающихся по простиранию [Тектоника Евразии, 1966; Булгатов, 1983; и др.].

В современной структуре эта зона резко асимметрична. На северо-западе она примыкает к области распространения рифейско-кембрийских миогеосинклиналильных толщ, являвшейся, по-видимому, первичным ограничением эвгеосинклиналильного бассейна. Это подтверждается наличием переходных формационных комплексов.

На юго-востоке Джидино-Витимская зона граничит по разломам с дорифейскими метаморфическими толщами, распространенными на продолжении древних образований Становика. Блок, сложенный метаморфическими образованиями, можно, видимо, рассматривать в качестве вторичного ограничения эвгеосинклинали, занявшего свое место в результате проявления крупных горизонтальных перемещений в палеозойское и мезозойское время. Поэтому о первоначальной форме и размерах Джидино-Витимской эвгеосинклинали судить трудно. Учитывая асимметрию этой зоны, нельзя делать однозначное заключение о «затухании» геосинклиналильной системы по простиранию. Здесь мы имеем дело, скорее всего, со сменной эвгеосинклиналильных условий миогеосинклиналильными в пределах одного из его сохранившихся бортов. Образование противоположного борта либо погребены под древними метаморфическими толщами, либо сдвинуты далеко в сторону.

В рассматриваемой зоне эвгеосинклиналильные комплексы тектонически совмещены с миогеосинклиналильными. Они находятся в сложных соотношениях друг с другом, обусловленных, по-видимому, покровно-чешуйчатой структурой. Здесь имеются разные типы разрезов нижнего кембрия. Одни из них практически лишены вулканитов, тогда как другие содержат их в большом количестве [Афанасьев, 1977; Булгатов, 1983].

В Джидинском районе распространены эвгеосинклиналильные комплексы двух типов: со спилит-диабазовыми и андезит-дацитовыми вулканитами. Спилит-диабазовые серии ассоциируются с карбонатно-терригенными и карбонатно-кремнистыми отложениями. Общая мощность их достигает 4 тыс. м. Верхняя часть этих комплексов представлена ниже-среднекембрийской флишоидной карбонатно-терригенной формацией мощностью до 3—3,5 тыс. м. Комплексы другого типа в Джидинском районе распространены ограниченно.

Кроме андезитов и дацитов они содержат породы основного, реже кислого состава, а также карбонатные и карбонатно-глинистые отложения, песчаники, гравелиты и конгломераты. Мощность этих образований, по данным В. М. Афанасьева, достигает 2 тыс. м. Соотношение их со спилит-диабазовой и флишоидной формациями остается не совсем ясным.

В Удино-Витимском районе развиты комплексы, содержащие в нижней части эффузивы кислого и среднего состава, а в верхней — представленные преимущественно терригенными, в том числе и грубообломочными, отложениями.

Формирование эвгеосинклинальных комплексов Джидинского района происходило частично на коре океанического типа. Об этом свидетельствуют спилит-диабазовые толщи, а также широко распространенные здесь тела гипербазитов. Образования Удино-Витимского района накапливались, вероятно, на коре континентального или переходного типа, но вблизи участков с океанической корой. Здесь, как и в Джидинском районе, хотя и в значительно меньшем количестве, встречаются гипербазиты. Есть основания предполагать, что рассматриваемые районы на кембрийском этапе принадлежали бассейнам, сходным с окраинными морями.

В Тукурингра-Джагдинской зоне эвгеосинклинальные комплексы зажаты между двумя континентальными блоками — Становым и Бурейским. Образования предположительно вендско-раннепалеозойского возраста здесь представлены метаморфическими сланцами по основным вулканитам, кремнистым, глинистым и граувакковым породам. К ним местами приурочены гипербазиты и габброиды. Формирование эвгеосинклинальных комплексов на востоке Монголо-Охотской области продолжалось в среднем и позднем палеозое [Кириллова, Турбин, 1979].

Многеосинклинальные комплексы по сравнению с эвгеосинклинальными занимают значительно большие площади и распространены во всех складчатых областях от Урала до Чукотки. Они пространственно и во времени тесно связаны с развитием эвгеосинклиналей, формируясь по их периферии или на сиалических блоках — микроконтинентах. Поэтому возраст и стратиграфический объем многеосинклинальных комплексов, как и вышеописанных, различны.

В пределах *Урало-Монгольского пояса* в общем виде различаются две разновозрастные и пространственно разобщенные группы комплексов, соответствующие двум основным этапам активного формирования океанической коры. Одна из них включает отложения венда и кембрия и наиболее широко развита в Алтае-Саянской области и в Байкалье. Другая группа представлена ордовикскими и силурийскими отложениями, распространенными главным образом в западной части Алтае-Саянской области, на западном склоне Урала и в Центральном Казахстане.

Венд-кембрийские комплексы по периферии Алтае-Саянской и в Байкало-Витимской области перекрывают несогласно рифейские или более древние образования и представляют собой самостоятельный структурный этаж. Они выполняют ряд прогибов и впадин (Ман-

ский, Боксон-Сархойский, Холоднинскую, Ангаро-Мамаканскую, Бирамьино-Намаминскую и др.), разрезы которых построены по общему трансгрессивному типу.

В основании залегает молассоидная грубообломочная конгломерато-песчаниковая формация, мощность которой варьирует от впадины к впадине, а также внутри них от десятков или первых сотен до нескольких тысяч метров. Максимальной величины она достигает в центральной части Ангаро-Мамаканской впадины, где составляет около 5 тыс. м [Салоп, 1964; Булгатов, 1983]. Некоторыми геологами высказывается предположение, что низы мощных грубообломочных накоплений могут быть позднерифейскими. Это касается и Боксон-Сархойского прогиба — единственного в рассматриваемом ряду элемента, в котором кроме пестроцветных терригенных присутствуют вулканогенные образования кислого и основного состава.

Верхняя часть рассматриваемых комплексов представлена отложениями нижнего и первой половины среднего кембрия. Они включают карбонатные формации. Среди карбонатных пород распространены известняки и доломиты. Последние залегают обычно ниже известняков, но иногда они замещают друг друга по простиранию [Булгатов, 1983]. В карбонатных разрезах местами наблюдаются горизонты, напоминающие олистостромы [Хоментовский и др., 1978]. Они, по-видимому, фиксируют периоды усиления процессов сжатия и надвигообразования, происходивших среди обширных площадей с существенно карбонатным осадконакоплением. С такими же периодами связано, вероятно, накопление известняковых конгломератов, брекчий и калькаренитов, встречающихся на разных стратиграфических уровнях.

Мощность верхней части миогеосинклинальных комплексов также непостоянна. В наиболее полных разрезах она составляет от 1,5—2 до 7—8 тыс. м.

Во внутренних районах Алтае-Саянской области вендско-кембрийские миогеосинклинальные толщи в целом отличаются от описанных. Здесь, видимо, не проявилась резкая структурная перестройка на рубеже позднего рифея — венда, и поэтому рассматриваемые образования вместе с рифейскими слагают единый геосинклинальный комплекс. Он широко развит в Кузнецком Алатау, Горной Шории и в обрамлении Минусинских впадин. Этот район с одной стороны отделялся системой островных дуг от океанического бассейна, а с другой примыкал к невулканической зоне, обрамлявшей в венд-кембрийское время Сибирский континент с юга. Палеогеографическая обстановка, таким образом, напоминала в данном регионе окраинно-морскую. В современной структуре здесь сочетаются изометричные и неправильной формы блоки с узкими линейными зонами, различающимися составом комплексов.

В пределах блоков венд — нижний кембрий представлен в основном карбонатными мелководными формациями мощностью до 5—6 тыс. м. В их составе в подчиненном количестве присутствуют кремнистые, глинисто-кремнистые и обломочные породы, а местами и вулканиты контрастной базальт-липаритовой серии.

В линейных зонах увеличивается содержание вулканогенных и песчано-сланцевых пород, появляются спилит-диабазовые толщи и другие члены офиолитовой ассоциации. В этом случае комплексы отнесены уже к эвгеосинклинальному типу. Формирование их предполагается в окраинно-морских условиях в участках с утоненным гранитно-метаморфическим слоем или полностью лишенных его.

Образования среднего кембрия в рассматриваемых районах в отличие от охарактеризованных впадин и прогибов Восточного Саяна и Байкало-Витимской области имеют преимущественно некарбонатный состав, молассоидный облик, и в припятой в «Атласе...» классификации их следует, вероятно, относить к проторогенным.

В Забайкалье, в пределах Монголо-Охотской складчатой системы, согласно обобщению, выполненному И. Н. Фоминым, В. П. Чередниченко, Е. М. Фалькиным и Л. С. Каменщиковой, венд-кембрийские миеосинклинальные комплексы выделяются в Куналейском, Агудинском, Аргунском и Нижне-Шилкинском прогибах. В первых двух возраст толщ наименее обоснован и допускает различные толкования.

В Куналейском прогибе, примыкающем к блоку древних метаморфических толщ, по мнению названных исследователей, к венду — нижнему кембрию относятся кварцито-песчаниковая и известково-песчаниковая формации общей мощностью около 2 тыс. м. Они характеризуются высокой зрелостью осадков и по структурному положению сходны с венд-кембрийскими образованиями впадин и прогибов Восточного Саяна и Байкало-Витимской области. В других местах Куналейского прогиба распространена песчано-алевролитовая флишоидная формация (2—2,5 тыс. м). Вдоль юго-восточного борта наряду с песчаниками и алевролитовыми сланцами присутствуют яшмоиды и базальты. Можно предполагать, что в пределах Куналейского прогиба тектонически совмещены образования различных структурно-формационных зон. В одних развиты типичные миеосинклинальные комплексы, в других — возможно, уже близкие к эвгеосинклинальным. Фундамент этих комплексов, вероятно, различный. Для комплекса, сложенного высокозрелыми породами, основанием являлись древние сиалические толщи. Образования юго-восточного борта Куналейского прогиба, включающие базальты и яшмоиды, возможно, подстилались верхнерифейскими эвгеосинклинальными толщами и образовывали с ними единый вертикальный формационный ряд. В этом случае их целесообразнее было бы относить к эвгеосинклинальному комплексу, начавшему свое формирование еще в рифее.

В Агудинском прогибе, расположенном к востоку от Куналейского, миеосинклинальный комплекс представлен венд-нижнекембрийской аспидной формацией мощностью до 3,6 тыс. м, содержащей в своем составе зеленые ортосланцы. Вопрос о принадлежности ее к тому или другому типу комплексов должен решаться так же, как и в отношении формаций юго-восточного борта Куналейского прогиба.

Миогеосинклинальный комплекс Нижне-Шилкинского прогиба, расположенного в нижнем течении р. Шилка, по ее правобережью, надстраивает рифейский разрез. В составе этого комплекса выделяются венд-нижнекембрийские терригенные (внизу) и терригенно-карбонатные формации общей мощностью около 2,8 тыс. м. В нижней части присутствуют эффузивы кислого состава.

В Аргунском прогибе, находящемся в пределах Шилка-Аргунского массива, миогеосинклинальный комплекс залегает на дорифейском кристаллическом основании и представлен, как по восточной периферии Алтае-Саянской области и в Байкало-Витимской системе, вендскими, ниже- и среднекембрийскими образованиями, суммарная мощность которых достигает 12—13 тыс. м.

Вертикальный формационный ряд Аргунского прогиба, согласно данным В. П. Чередниченко и Л. С. Каменщиковой, представлен (снизу вверх) песчано-сланцевой углистой, известково-доломитовой, флишоидной песчано-сланцевой, терригенной пестроцветной, флишоидной углеродсодержащей и известково-доломитовой формациями. В нижних двух формациях, относимых к венду — нижнему кембрию, обычно содержатся кислые метавулканы и яшмовидные кремнистые сланцы. Для отложений рассматриваемого комплекса характерно также присутствие горизонтов метатерригенных высокозрелых пород.

Миогеосинклинальную природу в Забайкалье, возможно, имеют также комплексы предположительно вендско-раннекембрийского возраста, встречающиеся в небольших изолированных выходах среди гранито-гнейсовых образований древнего сиалического блока, отделяющего Байкало-Витимскую складчатую систему от Монголо-Охотской. Эти комплексы А. Н. Булгатовым [1983] и И. Н. Фоминым трактуются как орогенные. Если справедлива корреляция их с низами трансгрессивно построенных комплексов Восточного Саяна и Байкало-Витимской складчатой системы, их следует рассматривать как миогеосинклинальные, формировавшиеся в период активного развития в пределах Урало-Монгольского пояса эвгеосинклинальных зон и занимающие по отношению к ним окраинное положение. Этим образованиям присущи некоторые черты рифтогенных комплексов, образовавшихся на сиалическом основании: преобладание терригенных пород (в том числе кварцевого и аркозового состава), наличие грубообломочных разностей, фациальная неустойчивость разрезов, проявление кислого вулканизма и др.

В Казахстане миогеосинклинальные комплексы, начавшие свое формирование в венде, по сравнению с рассматриваемыми районами Урало-Монгольского пояса распространены ограниченно. Они известны главным образом на границе двух тектонических провинций, развивавшихся на коре разного типа. К ним могут быть отнесены образования, трактуемые как комплекс континентального склона и подножия [Тектоника Казахстана, 1982]. Наиболее древние члены таких комплексов выходят по восточной окраине Актау-Моинтинского массива, где представлены вендскими кварцево-аркозой и кремнисто-карбонатно-терригенной формациями небольшой

(до 500 м) мощности. Они, возможно, представляют уже образования мелководного шельфа.

В Акдымской и Атасуйской зонах распространены верхнерифейско(?)—среднеордовикские кремнисто-терригенная и терригенно-фтанито-яшмовая формации мощностью более 2 тыс. м. Для них характерны существенно кварцевые песчаники, количество которых увеличивается в западном направлении. Одновременно происходит уменьшение роли кремнистых пород. Все это свидетельствует о накоплении данного комплекса вблизи континентального блока и на границе с океаническим.

Не вполне ясен нижний возрастной предел миогеосинклинального комплекса Акдымской и Атасуйской зон и соотношение его с подстилающими образованиями. Если он начал формироваться в венде или раннем кембрии, то является комплексом более длительного развития, чем миогеосинклинальные комплексы Алтае-Саянской области и Забайкалья. Возможно, этот комплекс принадлежит к группе относительно молодых, связанных с активизацией в Урало-Монгольском поясе процессов образования новой океанической коры.

Комплексы, включающие отложения ордовика и силура, распространены в Алтае-Саянской области, на западном склоне Урала и в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Здесь они образуют протяженный дугообразный пояс, окаймляющий с внешней стороны герцинские эвгеосинклинальные складчатые зоны. В ордовике и силуре этот пояс принадлежал шельфовой области и пассивной континентальной окраине единого океанического бассейна.

Миогеосинклинальные толщи в пределах пояса формируют, как правило, самостоятельный структурный этаж, залегающий на разновозрастных образованиях. На Урале он перекрывает рифейские толщи, в Алтае-Саянской области — вендские, нижне-, средне- или верхнекембрийские. Площадь, охваченная осадконакоплением в ордовике и силуре, оказалась более широкой по сравнению с той, которая была в среднем или позднем кембрии. Направленность развития была, таким образом, трансгрессивной.

Время заложения комплексов в разных участках пояса растянуто от самого начала до позднего ордовика включительно. Верхний их возрастной предел также неодинаков. Местами (Урал, Западная Сибирь, Салаир) они продолжали формироваться в девоне и даже в карбоне. Комплексы иногда осложнены перерывами и несогласиями. Все это свидетельствует о сложной динамике развития герцинского океанического бассейна и его обрамления.

На всем протяжении пояса доля вулканогенных пород в составе комплексов ничтожна. Они встречаются в некоторых районах Алтае-Саянской области (восточное окончание Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы, Золото-Китатская зона Кузнецкого Алатау, Салаир, Еринатская мульда Горного Алтая и др.), где в ордовике, а местами и в нижнем силуре в небольшом количестве присутствуют вулканиты кислого состава либо дифференцированные от основных до кислых, но, как правило, с повышенной щелочностью.

Главными же составляющими элементами ордовикско-силурийских комплексов являются морские терригенные и терригенно-карбонатные формации. В Алтае-Саянской области преобладают терригенные толщи, особенно в ордовике. Карбонатные распространены преимущественно в силуре. Силурийские карбонатные отложения широко развиты, по-видимому, на востоке Западной Сибири, где они тесно связаны с нижнедевонскими образованиями.

В миогеосинклинальной зоне Урала большую роль в разрезе комплексов играют карбонатные и глинисто-карбонатные толщи. Они, по мнению В. Н. Пучкова, имеют типичный платформенный облик и являются частью чехла Восточно-Европейской платформы.

Рассматриваемые образования на огромном протяжении от Урала до Алтая и Тувы характеризуются разной глубиной и большими вариациями в мощностях. Накопление их происходило в условиях шельфа, внутришельфовых впадин, континентального склона и подножия. Наиболее убедительно это было показано на примере Урала [Пучков, 1975; Тектоника Урала, 1977]. Глубина отложений в общем возрастает в направлении океанического бассейна, хотя в поперечном сечении пояса отмечаются заметные колебания, отраженные в мощностях, составе и строении толщ.

Среди терригенных отложений значительную роль играет кварцевый и кварц-полевошпатовый материал. Относительно глубоко-водные образования содержат повышенное количество глинистого вещества и передко имеют флишеидное строение. Встречаются горизонты олистостром, продукты турбидитных потоков, подводно-оползневые текстуры и т. п.

Тектоническая природа ордовикско-силурийских комплексов Алтае-Саянской области понимается по-разному. Комплексы, которые находятся в пределах салаирских складчатых сооружений, как, например, в Хемчикско-Систигхемской зоне Тувы, многими исследователями относятся к нижним морским молассам, т. е. к орогенным образованиям. Однако уже давно подчеркивалось, что Хемчикско-Систигхемский прогиб был пригеосинклинальным или внешним геосинклинальным, примыкавшим к каледонской геосинклинали Западного Саяна и одновременно с ней развивавшимся [Белостоцкий и др., 1959]. В качестве орогенных некоторые геологи рассматривают и ордовикско-силурийские толщи собственно каледонской зоны. Мы считаем, что все они имеют одну природу и связаны с новым геосинклинальным циклом, в начале которого происходило активное развитие герцинского океана [Берзип, 1980].

В Центральном Казахстане на континентальном блоке и по его окраинам время формирования миогеосинклинальных комплексов ограничивалось в основном ордовиком. В отличие от рассмотренного выше пояса обстановка здесь (на противоположной стороне океанического бассейна) напоминала активную окраину, и толщи накапливались в краевых и внутренних морях, а также на шельфе. На карте эти толщи не отделены от эвгеосинклинальных, хотя они залегают непосредственно на докембрийском основании, отражая, как и в предыдущем случае, трансгрессивную тенденцию развития.

На Кокчетавском массиве, а также в его восточном и южном обрамлении в составе комплекса распространены в основном песчаные и песчано-глинистые, реже карбонатно-терригенные, местами флишеидные формации. Вблизи эвгеосинклинальных зон появляются кремнисто-глинистые отложения, прослой яшм и основные вулканы. Таким образом, граница между мио- и эвгеосинклинальными комплексами здесь достаточно условна.

На *севере и северо-востоке Азиатского материка* в отличие от Урало-Монгольского пояса миеосинклинальные комплексы формировались длительное время — в рифее, палеозое и мезозое, после чего были интенсивно, хотя и неравномерно, дислоцированы.

В венде — раннем палеозое эти области целиком развивались на сиалическом фундаменте. В формационном отношении они были тесно связаны с Сибирской платформой, но отличались более резко выраженной структурной расчлененностью.

Выводы о закономерностях строения и развития обширной Верхояно-Колымской области в венде — раннем палеозое базируются в основном на геологических данных по Южному Верхоянью и обрамлению Колымского «массива». Кроме того, учитываются геофизические материалы и характер строения более молодых комплексов.

Верхояно-Колымская область представляла собой систему блоков и разделяющих их прогибов, напоминающих авлакогены древних платформ. Прогибы, судя по мощностям отложений, активно развивались в вендское и раннепалеозойское время. На платформе же прогибы и авлакогены существовали в рифее. В венде они уже практически не проявлялись. В этом смысле вендско-раннепалеозойская структурная обстановка Северо-Востока была сходна с той, которая в довендское время существовала на Сибирской платформе. Вместе с тем в Верхояно-Колымской области в рассматриваемый отрезок времени накопились отложения значительно большей мощности, чем на платформе. Кроме того, в прогибах они местами метаморфизованы до зеленосланцевой фации. От платформенных они отличаются также меньшим распространением красноцветных пород, почти полным отсутствием соленосных и сульфатосных толщ, наличием сланцевых граптолитовых фаций по всему разрезу ордовика, локальным развитием вулканогенных образований и др.

В Южном Верхоянье, развивавшемся на месте прогиба, вендско-нижнепалеозойские образования слагают мощный (до 10—11 тыс. м) комплекс, несогласно перекрывающий рифейские отложения. Нижняя часть комплекса (до нижнего ордовика включительно) представлена трансгрессивной серией, начинающейся мелководными терригенно-карбонатными отложениями, сменяющимися глубоководными, иногда флишеидными толщами, которые представлены песчано-глинистыми, глинисто-известковыми и кремнисто-карбонатными породами, а также известняками [Тектоника Якутии, 1975]. Верхи комплекса, отражающие регрессивную направленность развития, включают известняковую и известняково-доломитовую формации, продолжавшие накапливаться и в раннем девоне.

Таким образом, Южно-Верхоянский прогиб начиная с венда развивался по тому же пути, что и миогеосинклинальные прогибы и впадины южного обрамления Сибирской платформы. Однако время их существования было различным. На юге они уже в среднем кембрии испытали деформацию и поднятие; здесь же почти непрерывное осадконакопление продолжалось в течение всего вендско-силурийского отрезка времени. Только в сторону поднятий вместе с сокращением мощности происходит выпадение из разреза некоторых стратиграфических подразделений.

На удалении от платформы, в обрамлении Колымского «массива», тектоническая обстановка в венде — силуре была иной. Здесь в основании ордовика или на несколько более низком стратиграфическом уровне отмечаются несогласия, обуславливающие выделение самостоятельного структурного этажа. Ордовикские толщи, местами с угловым несогласием и конгломератами в основании, залегают непосредственно на докембрийских (?) мраморах [Гринберг и др., 1977; Гусев, 1979].

На уровне ордовика и силура в Индигиро-Колымском районе существовала структурно-фациальная зональность. На востоке, в пределах Момского горст-антиклинория (Аргатасский блок) и в прилегающих районах Приколымского поднятия, развит вулканогенно-терригенный тип разреза [Мерзляков, Лычагин, 1979]. Вулканогенные образования присутствуют в разрезе ордовика и представлены трахитами, трахибазальтами и их туфами. Они ассоциируются с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками. Видимую нижнюю часть разреза, мощность которого более 5 тыс. м, составляют конгломераты доордовикского возраста.

В направлении Сибирской платформы вулканогенно-терригенные разрезы сменяются терригенно-карбонатными и карбонатными.

Таким образом, степень геосинклинальности ордовикско-силурийских отложений увеличивается при движении к востоку и северо-востоку. Во внутренних районах «массива» предполагается развитие глубоководных образований, в том числе офиолитов [Шило и др., 1973; Натапов и др., 1977], которые следует относить уже к эвгеосинклинальным.

К западу от Колымского «массива» комплексы формировались в условиях пассивной континентальной окраины, разрушение которой началось, по-видимому, в ордовикское время с образованием щелочных вулканических серий по окраинам Сибирского континента и офиолитов — в зонах раздвига континентальных блоков.

Некоторые черты, выявленные для миогеосинклинальных комплексов Верхояно-Колымской области, в общем присущи и Таймыру. На юге Таймыра, в зоне, прилегающей к Сибирской платформе, развит полный разрез комплекса, в основании которого устанавливается структурное и стратиграфическое несогласие [Беззубцев и др., 1978]. Комплекс представлен в основном глинисто-карбонатными отложениями. Среди карбонатных пород в нижней части разреза преобладают известняки, в средней они встречаются вместе

с доломитами, и только в силуре распространены в основном доломиты. Такой ряд отражает, как и в Южном Верхоянье, по крайней мере в ордовике и силуре, регрессивную направленность развития.

На севере Таймыра несогласие в основании комплекса, по-видимому, отсутствует [Соболевская Р. Ф. и др., 1978]. Нет такого несогласия, возможно, и вблизи Колымского «массива». Однако там в отличие от северного обрамления Сибирской платформы ордовикские отложения вместе с силурийскими образуют самостоятельный структурный этаж. По составу же ордовикско-силурийские толщи сравниваемых районов в целом сходны, хотя па Таймыре вулканогенные образования на этом уровне не обнаружены.

В вендско-нижнепалеозойских разрезах Северного Таймыра преобладают песчано-глинистые флишеидные отложения. Здесь же распространены глинисто-кремнистые, углисто-глинистые и углисто-кремнистые сланцы. Относительно слабо развиты карбонатные породы. Характерны граптолитовые фации, которые появляются в начале ордовика или в самом конце кембрия [Соболевская Р. Ф. и др., 1978]. О мощности комплекса имеются противоречивые данные (от 1,5—2 до многих тысяч метров).

Орогенные комплексы венд-силурийского возраста могут быть выделены только в складчатых сооружениях Урало-Монгольского пояса. Наличие их также предполагается в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Однако оконтурить эти комплексы в настоящее время здесь не представляется возможным, и поэтому они не отделены от областей распространения геосинклинальных образований.

Если не относить к орогенным охарактеризованные выше грубо-обломочные толщи впадин и прогибов южного обрамления Сибирской платформы, то наиболее древними образованиями этого класса являются вендские отложения миогеосинклинальной зоны Урала. Они заканчивают рифейский формационный ряд и тесно с ним связаны. Их можно рассматривать в качестве протоорогенных, завершающих развитие рифейской миогеосинклинали.

Протоорогенные и миогеосинклинальные комплексы Урала с резким несогласием перекрываются ордовикскими миогеосинклинальными осадочными отложениями герцинского тектонического цикла.

По составу различаются две группы протоорогенных комплексов. Одна из них представлена обломочными породами молассового облика. Другая, распространенная в северной части Урала, кроме того, включает вулканоплутоническую ассоциацию, образованную наземными кислыми эффузивами натрового и калий-натрового ряда, а также гранитами [Тектоника Урала, 1977]. Максимальная мощность орогенных образований (до 4—6 тыс. м) известна на западном склоне Среднего Урала.

На востоке Алтае-Саянской области и в Забайкалье ограниченно распространены протоорогенные комплексы, по-видимому, позднекембрийского возраста. В одних случаях они залегают на венд-кембрийском миогеосинклинальном комплексе (Манский прогиб), в других — на эвгеосинклинальном того же возраста (Джи-

динская и Удино-Витимская зоны). Представлены они типично молассовыми красноцветными или пестроцветными толщами мощностью до 1,5—3 тыс. м.

В миогеосинклинальной зоне Алтае-Саянской области и по периферии эвгеосинклинали толщи молассового облика начали накапливаться в среднем кембрии и продолжали формироваться местами вплоть до ордовика. Средне-верхнекембрийские образования такого типа, в частности, распространены в Туве, вблизи Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы, в пределах которой вулканизм закончился в основном в раннем кембрии.

Времени формирования орогенных комплексов Алтае-Саянской области и Забайкалья соответствует образование огромных масс гранитоидов.

Более молодые орогенные комплексы распространены в Казахстане. К ним отнесены в основном образования, рассматриваемые в качестве комплексов поздних этапов переходной стадии формирования континентальной коры [Тектоника Казахстана, 1982].

В палеоокеаническом секторе они сменяют во времени островодужные эвгеосинклинальные комплексы и залегают непосредственно на них. В Бошекуль-Чингизской зоне орогенные комплексы представлены морскими нижними молассами, ассоциирующимися с последовательно дифференцированными вулканогенными сериями повышенной щелочности. Мощность их составляет в среднем 1—2 тыс. м. Возраст орогенных образований и соотношение их с подстилающими комплексами здесь от места к месту меняется. Например, в осевой части Чингиз-Тарбагатай вулканогенно-молассовые толщи относятся к верхнему ордовика. Они несогласно залегают на эвгеосинклинальных образованиях. По периферии аналогичные толщи являются нижнесилурийскими, но с более древними комплексами они образуют непрерывные разрезы [Тектоника Казахстана, 1982].

Формирование орогенных комплексов Бошекуль-Чингизской зоны закончилось во внедрении позднесилурийских интрузий диорит-гранодиорит-гранитного состава.

В палеоконтинентальном секторе, в пределах Кокчетавского массива и его обрамления, орогенные комплексы перекрывают миогеосинклинальные образования или залегают местами на доордовикском основании. Здесь они представлены в основном морскими молассами карбонатно-терригенного состава мощностью от 1—1,5 до 3—3,8 тыс. м. Формирование их происходило в основном в конце ордовика. Местами (Конская и Селетинская зоны) верхнеордовикские морские молассы с перерывом надстраиваются нижнесилурийской регрессивной терригенной серией мощностью более 3 тыс. м.

Орогенному этапу развития палеоконтинентального сектора северной части Центрального Казахстана соответствует образование многофазного тоналит-гранодиоритового комплекса, многочисленные тела которого распространены как на месте бывших прогибов, так и на поднятиях Кокчетавского массива.

Платформенные комплексы вендско-силурийского возраста распространены главным образом на Сибирской платформе. Они выделены также в Охотском и Омолонском массивах.

На Сибирской платформе вендско-нижнепалеозойский комплекс образует почти сплошной чехол, отсутствующий только на Алданском щите, Анабарском массиве, Оленекском поднятии и в узких зонах вдоль южного и юго-западного обрамления платформы (Енисейский кряж, Восточный Саян, Прибайкалье, Байкало-Патомское нагорье). Этот комплекс в большинстве случаев составляет более половины общей мощности платформенного чехла.

На значительной части территории платформы породы комплекса выведены на дневную поверхность и доступны для непосредственного геологического изучения. В южной половине платформы, кроме того, имеется густая сеть глубоких скважин и проведена площадная съемка сейсмо- и электроразведочными методами.

Огромный материал по вендско-нижнепалеозойским образованиям Сибирской платформы обобщен в монографиях В. Е. Савицкого и др. [1972], Я. К. Писарчик и др. [1975], Н. С. Малича [1975], В. В. Хоментовского [1976], «Тектоника Якутии» [1975]. Большая работа по синтезу имеющихся данных проведена во время работы над «Атласом...» сотрудниками СНИИГГиМСа, Института геологии ЯФ СО АН СССР, Института земной коры и Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Венд знаменует собой начало формирования сплошного платформенного чехла. Перед вендом произошла тектоническая перестройка, за которой последовала трансгрессия, охватившая почти всю площадь платформы. Это привело к налеганию вендских отложений с размывом, а местами (Туруханское поднятие, Куюмбинская площадь) и с угловым несогласием на различные горизонты рифея. На Алданском щите и на Анабарском поднятии они выходят и на дорифейское кристаллическое основание. В отдельных районах платформы, главным образом на севере и вдоль ее восточной окраины, предполагается более тесная связь вендских и подстилающих их верхнерифейских отложений. Это находится в соответствии с представлениями о направлении вендско-кембрийской трансгрессии, наступавшей с севера и северо-востока.

Характер верхней границы вендско-силурийского комплекса определяется общей регрессией, наметившейся уже в кембрийское время в районе Иркутского амфитеатра и отступавшей к северу в течение раннего и среднего палеозоя. Этим обусловлены полнота разреза комплекса и его латеральные формационные особенности. На юге платформы формирование комплекса закончилось в раннем силуре, и до среднего девона происходила структурная перестройка этой территории. В северных и северо-западных районах платформы рассматриваемый комплекс в структурном и формационном плане тесно связан со среднепалеозойским.

По морфологии и формационному составу вендско-силурийские образования отвечают платформенному (плитному) комплексу. Они имеют широкое площадное распространение, малые градиенты мощ-

ностей, практически стерильны в отношении интрузивного и эффузивного магматизма, представлены, как правило, мелководными осадками, накопившимися в условиях слабо расчлененного рельефа. Конседиментационными структурами того времени были в основном поднятия и прогибы типа антеклиз и синеклиз, а также более мелкие изометричные или удлиненные впадины и валы.

Вендско-силурийский комплекс в современной структуре имеет вид более или менее плоского и слабо деформированного тела с отдельными утолщениями и пережимами, обусловленными неравномерным распределением мощностей на площади и полнотой разреза. Толщина этого тела варьирует от нулевой на поднятиях до 4—6 тыс. м в прогибах. Максимальные мощности устанавливаются в цепочке прогибов, вытянутых вдоль южной окраины платформы от Енисейского кряжа до Алданского щита. Эти прогибы рассматриваются часто как компенсационные, связанные с поднятиями в смежных складчатых областях юга Сибири.

Вендско-силурийские отложения представлены преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными породами, среди которых преобладают хемогенные и органогенные известняки, реже доломиты, глинистые известняки, иногда мергели, карбонатные аргиллиты, алевролиты, песчаники.

В разрезе нижнего кембрия юго-западной и центральной частей платформы значительное место занимают пласты каменных, местами калийных, солей. Характерной чертой синхронных отложений восточной и северо-западной частей платформы является широкое распространение относительно маломощных (около 100 м) доманикоидных фаций, отделенных от солеродного бассейна рифогенными образованиями барьерного типа. Мелководный барьер прослеживается через всю платформу от Алдапского щита до Игарского района. В его пределах широко развиты водорослевые и археоциатовые рифогенные образования, более часты по сравнению со смежными областями перерывы, размыты и другие следы мелководья.

Горизонты, обогащенные органическим веществом (графтолитовые сланцы и битуминозные известняки), присутствуют также в лландоверийских отложениях на северо-западе платформы.

Терригенные породы максимально развиты в нижней части венда юга платформы, в верхнем кембрии и верхах нижнего ордовика почти на всей территории их распространения, а также в ордовике и силуре на юго-западе Сибирской платформы.

По соотношению карбонатных и терригенных компонентов отложения рассматриваемого хроностратиграфического уровня могут быть условно разделены на две толщи с относительно повышенным содержанием в нижних частях терригенного материала, а в верхних — карбонатного, иногда с солями. Нижняя из этих толщ по палеотектоническим данным имеет венд-среднекембрийский, а верхняя — позднекембрийско-силурийский возраст. По периферии Иркутского амфитеатра и на северном склоне Алданского щита происходит почти полное или частичное выпадение из разреза среднекембрийских отложений, что обусловлено активизацией поднятий

в связи с тектоническим утолщением земной коры в юго-западном и южном складчатом обрамлении платформы. В краевых зонах амфитеатра периоду активных поднятий складчатой области соответствует накопление красноцветных молассоидной грубообломочной и глинисто-песчаной толщ, сменяющихся в глубь платформы глинисто-карбонатной формацией.

В формационном отношении венд-силурийский комплекс платформы построен довольно сложно. Вертикальный ряд слагающих его формаций в наиболее полном варианте включает (снизу вверх): терригенную, соленосно-карбонатную, карбонатно-терригенную пестроцветную, терригенно-карбонатную, терригенную, карбонатно-терригенную и карбонатную формации. По латерали они нередко испытывают существенные изменения. Наиболее ярко эти изменения проявляются при замещении соленосно-карбонатной формации рифогенной, а затем доманикоидной. Весьма заметны также латеральные изменения относительной роли терригенных компонентов, что обуславливает замещение терригенных формаций карбонатно-терригенными и терригенно-карбонатными.

Изменение суммарной мощности венд-силурийского комплекса в пределах платформы происходит обычно постепенно. Это обусловлено как колебанием мощности отдельных стратиграфических интервалов разреза, что часто сопровождается изменением их формационного состава, так и непостоянством общего стратиграфического диапазона пород, слагающих комплекс.

Причиной сокращения стратиграфического объема являются перерывы не столько в венд-силурийское, сколько в более позднее время. Особенно заметно сокращен объем комплекса на участках его выходов на поверхность современного денудационного среза или под мезозойские и в меньшей мере верхнепалеозойские отложения.

В течение венд-силурийского времени наиболее значительные перерывы в осадконакоплении имели место в раннем венде, среднем кембрии, на рубеже раннего и среднего ордовика и перед началом силура. Эти перерывы, несмотря на их широкое площадное проявление, обычно не вызывали выпадения из разреза существенных стратиграфических интервалов и тем более крупных угловых несогласий. Нередко они обуславливали лишь смену формационного состава накапливающихся осадков.

Каких-либо существенных проявлений венд-силурийского магматизма на платформе пока твердо не установлено. Однако внутри комплекса встречается большое количество тел-включений преимущественно пермско-триасового возраста. На западе платформы они представляют собой сеть пластовых и секущих трапповых тел, стратиграфическое положение и мощности которых претерпевают по площади и в разрезе значительные изменения. Количество пермско-триасовых тел увеличивается от юго-западных районов платформы к северу. Местами они составляют до 15—20% общей мощности комплекса.

В строении комплекса восточной половины платформы заметную роль играют пояса трапповой и трахибазальтовой формаций среднепалеозойского возраста. В центральной и юго-западной частях платформы довольно широко распространены трубки туфовой и частично кимберлитовой природы. В северных районах встречаются щелочно-ультраосновные с карбонатитами магматические тела субконцентрического строения.

Гипсометрическое положение подошвы вендско-силурийского платформенного комплекса сильно изменчиво. В местах выхода на поверхность подошва находится выше уровня моря и достигает отметки в сотни метров. На большей части территории платформы она находится на глубине 2—4, реже 6—8 тыс. м. Абсолютная высота кровли также меняется от положительной, измеряемой сотнями метров, до минус 5 тыс. м на месте более молодых прогибов. При таких колебаниях глубин залегания венд-силурийский комплекс Сибирской платформы расчленяется на большое количество структур разного порядка. Наиболее крупными являются Анабарская, Алданская, Непско-Ботуобинская и Байкитская антеклизы, Курейская и Присаяно-Енисейская сипеклизы и др.

Крупные тектонические элементы осложнены более мелкими складчатыми структурами и разломами различного ранга. Последние нередко объединяются в зоны протяженностью в несколько сотен, а иногда и более тысячи километров. Преобладают разломы северо-западной и северо-восточной ориентировки, передки и субмеридиональные нарушения, особенно вдоль западной и восточной окраин платформы. Меньше всего субширотных дизъюнктивов, хотя на отдельных участках их количество достаточно велико.

Амплитуды разломов измеряются обычно десятками метров. Однако местами вертикальные смещения оцениваются несколькими сотнями метров или даже превышают 1—1,5 тыс. м, тогда как горизонтальная составляющая определяется несколькими километрами. Наиболее крупные перемещения характерны для разломов краевых зон платформы. Во внутренних же ее районах нередко проявляется лишь интенсивная трещиноватость и образуются типичные диаклазы, часть из которых в постсилурийское время были заполнены трапповой магмой.

Соотношение структурных планов разновозрастных горизонтов вендско-силурийского плитного комплекса, особенно на западе Сибирской платформы, характеризуется нередко значительным несоответствием, что в основном обусловлено постседиментационным перераспределением кембрийских солей и внедрением пермско-триасовых трапповых интрузий. Вместе с тем наиболее крупные структуры отчетливо выражены во всех горизонтах комплекса и в основном контролируют распределение его суммарных мощностей, а также стратиграфическую полноту разреза.

Стабильность пространственного положения основных областей прогибания и относительного поднятия на Сибирской платформе в вендско-силурийское время позволяет считать рассматриваемый комплекс результатом тектонических движений единого этапа в ис-

тории накопления платформенного чехла и выделять его в качестве самостоятельного структурного яруса. Именно в это время платформа испытала общее наиболее интенсивное погружение. До этого и позже компенсированным осадками или вулканитами прогибанием были охвачены лишь отдельные, хотя и очень крупные ее части.

Подводя итог характеристике вендско-силурийских отложений Сибирской платформы, подчеркнем некоторые общие тектонические закономерности их накопления.

Состав и структурная расчлененность комплекса показывают, что становление его происходило на огромном континентальном блоке, ограничения которого имели разную тектоническую природу. Южное и юго-западное обрамление носило характер активной окраины, развивавшейся в течение длительного времени в обстановке сжатия и тектонического скупивания. Это привело к наращиванию спалического блока за счет последовательного причленения к нему со стороны геосинклинальной области разновозрастных складчатых зон или районов с новообразованной континентальной корой. Реакцией на такую активность явилось поднятие прилегающих участков платформенного блока, последовательное расширение этого поднятия и оттеснение морского бассейна на север.

На севере и северо-востоке в венде — раннем палеозое на обширных площадях существовала обстановка пассивной континентальной окраины, где господствовали условия растяжения. Об этом свидетельствует формирование на Таймыре и в Верхояно-Колымской области более полных по сравнению с платформой разрезов и накопление более глубоководных осадков.

К платформенному комплексу условно отнесены также соответствующие по возрасту относительно слабо дислоцированные отложения Охотского и Омолонского массивов. На карте показаны не конкретные геологические тела, образованные этим комплексом, а области возможного его распространения.

В отличие от Сибирской платформы этот комплекс стратиграфически менее полный и сравнительно маломощный. Не везде распространены вендские или кембрийские отложения. Разрезы местами представлены только частью ордовика, возможно, вместе с верхним кембрием. Нет достоверно установленных отложений силура. По составу это в основном терригенно-карбонатные толщи, иногда содержащие начки грубообломочных пород.

Характер распространения и соотношения ордовикских отложений с более древними сближает названные массивы по тектонической обстановке того времени не с Сибирской платформой, а с обрамлявшим ее с запада и юга геосинклинальным поясом. В сравнимых районах в ордовике произошло расширение области осадконакопления, что обусловило залегание ордовикских толщ на разновозрастных, в том числе и докембрийских комплексах. Для Урало-Монгольского пояса это может быть объяснено совпадающей по времени активизацией процессов океанообразования. Эти процессы на поверхности Земли носили, по-видимому, не региональный, а более широкий характер.

Осадочные и магматические образования Сибири и прилегающих областей, сформировавшиеся в девоне и раннем карбоне, объединяются в среднепалеозойский мегакомплекс. Они широко распространены в Восточной Сибири и на островах арктического шельфа, в Зауралье и Алтае-Саянской области; предполагается их существование в основании осадочного чехла и фундаменте молодой платформы Западной Сибири, а также в основании мезозойд Верхоянья. На обширных площадях Анабара, Алдана, Прибайкалья и южного горного пояса Сибири формации среднего палеозоя отсутствуют или встречаются спорадически (рис. 8). Преимущественно распространен платформенный комплекс (север Сибири, острова шельфовых морей), Зауралье, предположительно Западная Сибирь и Верхоянье); *эв-* и *миогеосинклинальные образования* широко развиты по юго-западной и западной периферии региона, а также в фундаменте южной части Западно-Сибирской плиты; *прото-* и *дейтероорогенные комплексы* выделяются в Казахстане и Алтае-Саянской области с продолжением к северу, локально распространены в Забайкалье и бассейне Колымы.

Ассоциации формаций среднего палеозоя в различных регионах Сибири существенно различаются — этот период характеризовался неустойчивым режимом осадконакопления, о чем свидетельствует «пестрота» наборов формаций в разрезах и значительные вариации состава отложений по площади. Группирование конкретных формаций в геосинклинальные, орогенные и платформенные тектонические комплексы проводится нами прежде всего на основе представлений о вертикальных и латеральных рядах формаций, а также о структурно-формационных парагенезах [Чиков, 1981б].

Наиболее неоднородны наборы формаций в разрезах среднего палеозоя западных, юго-западных и южных окраин Сибири, что свидетельствует об аномальной интенсивности протекавших здесь процессов. На территории Полярного Урала, Зауралья, а также Приамурья среди нижнегерцинских образований преобладают формационные комплексы эвгеосинклинального типа [Матвеевская и др., 1980]. Они образуют разной ширины полосы, ориентированные в соответствии с простираем складчатых сооружений; по-видимому, внутри этих полос вертикальная мощность резко меняется (до выклинивания) в связи с колебаниями первичной мощности формационных комплексов вкост простираения геосинклинальных зон, а также последующей эрозии, скучивания в процессе складчатости и т. п. Отложения обычно интенсивно дислоцированы, широко проявлено шарпирование, породные ассоциации зонально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и прорваны интрузиями.

В структуре Полярного Урала, по данным Л. Л. Подсоевой, вертикальная последовательность формационных комплексов среднепалеозойского возраста начинается геосинклинальным комплексом карбонатно-терригенных и вулканогенных формаций позднего

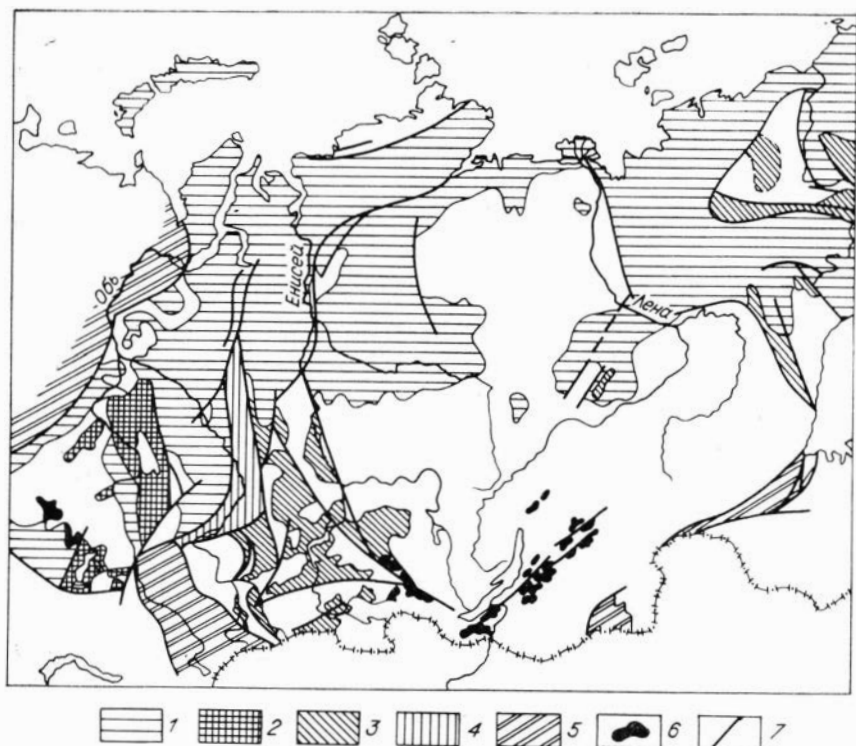


Рис. 8. Схема районирования среднепалеозойского мегакомплекса Сибири. 1—5 — тектонические комплексы: 1 — платформенный, 2 — протоорогенный, 3 — дейтероорогенный, 4 — мезгеосинклиальный, 5 — эвгеосинклиальный; 6 — вулканоплутонические ассоциации; 7 — разломы.

силура — эйфеля (3—4 тыс. м); вверх по разрезу они сменяются терригенной и вулканогенно-терригенной молассой (до 2 тыс. м). Венчает разрез известняково-песчаниково-сланцевая формация раннекаменноугольного возраста.

В Зауралье [Малютин и др., 1977] намечается ряд формаций, характеризующий последовательную смену вверх по разрезу и в направлении с запада на восток мощного геосинклиального комплекса вулканогенных (андезиты, андезит-базальты, андезит-дациты, спилиты, порфириты, туфы), терригенных (песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, кремнистые и глинистые сланцы) и карбонатных (преимущественно известняки) пород силура — девона (?). Комплекс с разрывом перекрывается локально распространенными орогенными формациями позднепалеозойского возраста. Каменноугольные толщи, участвуя в складчатой структуре Восточного Урала, в более восточных районах приобретают покровный характер, по-видимому, слагая здесь нижние горизонты чехла Западно-Сибирской плиты.

Разнообразны парагенезы геосинклиальных формаций на востоке Казахстана и Алтая, где установлены известково-терригенные

аспидные и флишоидные комплексы пород, ассоциации вулканогенно-осадочных отложений, образованных в условиях геосинклипальных прогибов и геоантиклипальных поднятий [Матвеевская, 1969]; большую роль играют молассоидные формации, обособляющиеся на различных стратиграфических уровнях среднепалеозойского мегакомплекса.

На большей части территории Алтае-Саянской области в разоб-щенных прогибах распространены сходные по составу пород толщи андезитов, андезито-базальтов, сменяемые по площади андезит-дацитовыми и липарит-дацитовыми формациями нижнего — среднего девона. Вверх по разрезу вулканические образования практически повсеместно сменяются преимущественно континентальными молассами, формирование которых во впадинах Минусинской группы продолжалось и в позднем палеозое. Лишь в пределах Салаира и на западе Кузнецкой впадины установлены маломощные континентально-лагунные пестроцветные и карбонатные отложения — возможные аналоги субплатформенных комплексов фамепа — намюра Центрального Казахстана.

В самом общем виде вертикальный ряд формаций Алтае-Саянской области выражается последовательностью: раннедевонско-эйфельские андезитовая, андезито-базальтовая и андезит-дацитовая формации, континентальная красноцветная моласса (D_2-C_1), молассоиды и трахитоидные эффузивы пестрого состава (поздний палеозой). В раннем — среднем девоне здесь андезито-базальты и ассоциирующиеся с ними тоналиты и плагиограниты по площади сменяются липарит-дацитами и комагматичными гранитоидами наложенных впадин и вулканоплутонических поясов; начало позднего девона ознаменовалось проявлением основного магматизма, тяготеющего к паложным впадинам.

Западнее Зайсанской области орогенные формации раннего — среднего девона вверх по разрезу часто сменяются отложениями платформенного типа. Так, на севере Казахстана нижняя часть мегакомплекса обычно представлена вулканогенной молассой девонского вулканического пояса, но венчающая разрез фамен-намюрские слои — это ряд карбонатных, терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций уже платформенного (субплатформенного) типа [Александрова и др., 1974]. Близкая последовательность характеризует разрезы юга Зауралья, где конгломераты, песчаники и сланцы раннего — среднего девона сменяются позднедевонско-раннекаменноугольными известняками, мергелями, доломитами с гипсами и ангидритами, а также прослоями терригенных пород и горизонтами порфиритов [Малютин и др. 1977].

Для правильного понимания структуры и условий деформирования среднепалеозойского мегакомплекса юга Сибири и прилежащих районов важное значение имеет то, что в указанный период здесь отмечается массовая генерация кислых и ультракислых гранитоидов с образованием плутонических поясов Восточного Урала, Северного Казахстана, Рудного Алтая, Тувы; далее к востоку обособляются два грандиозных пояса гранитоидных плутонов: Восточно-Саянский и Селенгино-Витимский [Леонтьев и др., 1981].

В среднем — позднем палеозое в Забайкалье существовала область устойчивого размытия, в которой магматические процессы, уменьшаясь с запада на восток от Хамар-Дабана к Западному Забайкалью и Северо-Байкальскому нагорью, привели к образованию Саянского вулканоплутонического пояса [Хренов, 1981]. В раннем — среднем девоне здесь накапливался базальт-трахибазальтовый комплекс наложенных впадин (диабазовые и базальтовые порфириты, их туфы, трахибазальты, подчиненные трахилипариты и трахиандезиты), в разрезе и по латерали сменяемый трахит-липаритовым комплексом обрамления этих впадин (эффузивы кислого и субщелочного состава); позднее формировались молассоиды и вулканоплутонические серии (D_3-MZ_1). В Забайкалье в эволюции гранитоидного магматизма замечаются следующие закономерности: вместе с возрастанием роли щелочей происходит смена среднепалеозойской граносиенит-гранитовой формации глубинными субщелочными и щелочными гранитоидами позднего палеозоя [Леонтьев и др., 1981].

Существующая информация о структуре среднепалеозойского мегакомплекса Западной Сибири весьма разнородна и неодинакова по степени достоверности. На ее основе одни исследователи предполагают под покровом мезозойско-кайнозойского чехла широкое развитие «геосинклинально-складчатых» сооружений палеозойского возраста [Жеро и др., 1979; Тектоническая карта..., 1983], а другие выделяют обширные области распространения эпибайкальского «квазиplatformного» чехла с локальными зонами приразломной складчатости [Бененсон и др., 1978; Рудкевич, Латыпова, 1979].

Среднепалеозойские формации эвгеосинклинального типа под чехлом плиты распространяются от Урала до зоны «жестких» массивов (Тобольский и др.) и в Прииртышье. Скважины на территории Омской и западной части Новосибирской областей вскрыли комплексы пород, относящиеся к терригенной флишовой и андезито-базальтовой формациям, а также гранитоиды. Среди них бурением обнаружены тела ультраосновных пород, структурное положение которых вместе с предположительно аналогичными магнитовозмущающими объектами (гипербазиты, габбро) интерпретируется нами как приразломное или протрузивное. По-видимому, в зонах глубинных разломов базиты и гипербазиты могут встречаться и среди формационных комплексов не эвгеосинклинального типа. Многоэвгеосинклинальные комплексы широко распространены на протяжении Обь-Зайсапской складчатой области эпигеосинклинального типа (см. рис. 8).

На севере и во внутренних районах Западно-Сибирской равнины предполагается широкое распространение субплатформенных отложений среднего палеозоя. Они вскрыты более чем 200 скважинами и представлены умеренно дислоцированными (обычно до 20°) толщами органогенных известняков и доломитов, содержащих горизонты базальтовых порфиритов [Рудкевич, Латыпова, 1979]. Мощность девон-каменноугольных слоев здесь достигает 1—3 тыс. м; на Мало-Ической площади скважиной 4 пройдено по отложениям палеозоя 3 тыс. м, а на Лугинецкой площади скважиной 1700 — более

1,5 тыс. м [Запивалов, Соколов, 1977]. По геофизическим данным мощность домезозойских ярусов слабодислоцированного чехла (вероятно, платформенного типа) достигает нескольких километров.

На востоке равнины ряд скважин (Маринская, Белгородская, Касская) вскрыли эффузивно-осадочную толщу девонского возраста, в ее составе конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями мергелей и известняков, диабазовые порфириты и туфы. По-видимому, эта толща, мощность которой достигает 3—4 тыс. м, выполняет наложенные прогибы типа впадин Минусы.

Ограниченные данные бурения о составе, мощности и структуре отложений среднего палеозоя Западно-Сибирской плиты, анализ геофизических материалов и экстраполяция сведений о геологии ее обрамления позволяют высказать предварительные заключения о структуре нижнего герцинского мегакомплекса на территории Западной Сибири.

1. В основании плиты отложения среднего палеозоя распространены широко и представлены разнообразными платформенными, геосинклинальными и орогенными формациями.

2. В соответствии с общей мозаичной линейно-блоковой структурой основания плиты формации раннегерцинского мегакомплекса в одних районах входят в состав складчатых систем эпигеосинклинального типа (Зауралье, Салымская и Колпаковская зоны), в других — образуют герцинский ярус чехлов срединных массивов с терогенным фундаментом (Северный Казахстан — Приобье, север равнины) и выполняют наложенные впадины (юго-восток равнины).

3. Вертикальная мощность среднепалеозойских отложений местами достигает 2—4 тыс. м.

Парагенезы формаций платформенного типа распространены преимущественно в северных районах Сибири, включая арктический шельф и Верхоянье (см. рис. 8). Обычно это карбонатные и терригенно-карбонатные толщи мощностью от 0,5—0,8 до 2—3 тыс. м. В девон-каменноугольное время на территории Сибирской платформы накапливались серо- и пестроцветные терригенно-карбонатные соленосные и гипсоносные формации малоамплитудных прогибов; на поднятиях часто отмечаются красноцветные эвапоритовые и туфогенные образования [Мокшанцев и др., 1979]. Характерна пространственная разобщенность площадей осадконакопления: в отличие от нижнепалеозойского мегакомплекса средний палеозой платформы не образует сплошного покрова, а его доля в общей мощности платформенного чехла не превышает 10%. Разрезам свойственны элементы макроритмичности со сменой снизу вверх терригенных формаций терригенно-карбонатными и карбонатными.

Разрезы среднего палеозоя в пределах Сибирской платформы заметно различаются. Для северо-запада и севера ее характерна тенденция к увеличению роли карбонатной составляющей в северном направлении (к Таймыру) и вверх по разрезу; собственно карбонатные формации обособляются на Крайнем Севере. Напротив, чисто-терригенную (песчаниковую) формацию можно выделить лишь на ограниченной площади юго-западной окраины платформы. На востоке,

в бассейне р. Вилюй, наблюдается гораздо большее формационное разнообразие. Именно здесь паряду с терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными пестроцветными формациями появляются соленосные и базальтовые толщи, которые не только в разрезе, но и по латерали на относительно коротких расстояниях сменяют друг друга.

Для характеристики литологических особенностей девонско-нижнекаменноугольного комплекса Сибирской платформы определенный интерес представляет изменение по площади и разрезу относительной роли терригенных компонентов. Во многих местах отдельные интервалы разреза практически лишены их и представлены карбонатными породами. Мощность таких горизонтов чаще измеряется первыми десятками метров. Иногда в разрезе, напротив, появляются пачки песчаников, мощность которых достигает 200 м и более. Чаще всего песчаники встречаются в нижнекаменноугольных отложениях. Таковы, например, кварцевые песчаники раннетурнейского возраста мощностью 200—220 м в Тайшет-Рыбинском районе на юго-западе Сибирской платформы и раннекаменноугольного возраста (до 50—60 м), развитые в междуречье Пижней и Подкаменной Тунгусок, в бассейне р. Анабар и на некоторых других участках. Встречаются пачки песчаников и в верхнедевонских отложениях Ыгыаттинского и частично Тайшет-Рыбинского районов. При этом базальные горизонты рассматриваемого комплекса в последнем нередко представлены вблизи складчатого обрамления платформы конгломератами, состоящими из гальки осадочных, эффузивных и интрузивных докембрийских пород. В результате глубокого бурения последних лет базальные конгломераты в этом комплексе обнаружены и в Ыгыаттинском районе, где они сложены преимущественно галькой карбонатных пород.

Своеобразие среднепалеозойских отложений Сибирской платформы заключается также в широком распространении красноцветов, прослоев, гипсов, ангидритов и солей (иногда значительной мощности), а также туфогенных пород и горизонтов лав.

Соленосные толщи установлены в Кемпендяйском, Хатагском и Норильском районах, где по данным бурения и сейсморазведки мощность пластов солей меняется от первых сотен метров до первых километров. Присутствие солей обуславливает наличие характерных структурных форм в платформенном чехле. Соленосные и сульфатносные отложения установлены и значительно севернее платформы (острова Северной Земли), и восточнее (Верхояние); относительно небольшие участки соленакпления и в Алтае-Саянской области [Жарков, 1978].

Особого упоминания заслуживает появление на востоке Сибирской платформы в Ыгыаттинском и на юго-востоке Кемпендяйского района в разрезе верхнедевонских и частично нижнекаменноугольных образований покровов щелочных базальтов и маломощных прослоев трахитовых, трахиандезитовых, а иногда и липаритдацитовых пепловых туфов. Среди вулканогенных образований широко развиты прослой чисто осадочных пород мощностью от нескольких

до 20 м. Суммарная мощность разрезов с вулканогенными образованиями пзмепяется от первых десятков до 750 м. Появление в разрезах щелочных базальтоидов отдельными геологами рассматривается в качестве индикатора рифтогенных условий.

Между указанными районами расположена область отсутствия в разрезе синхронных образований эффузивных фаций магматических пород. Покровы выветренных вулканогенных пород предположительно среднепалеозойского возраста мощностью от 8 до 18 м вскрыты также скважинами на северных склонах Анабарской антеклизы. Существенная примесь пирокластического материала отмечается и в пикнекаменноугольных породах южных районов северо-западной части Сибирской платформы. Помимо отмеченных выше вулканогенных пород с формированием девонско-нижнекаменноугольного комплекса связано становление интрузивных секущих тел щелочных и субщелочных долеритов, образующих на востоке платформы вытянутые в северо-восточном и частично в северо-западном направлениях системы даек (Вилюйско-Мархинскую, Хоринскую и др.). С некоторыми дайками связаны и трубки взрыва. Встречаются на востоке платформы и предположительно среднепалеозойские щелочно-ультраосновные с карбонатитами массивы центрального типа от нескольких до 20—25 км в поперечнике. На востоке и юге Анабарской, севере Непско-Ботубинской антеклиз (см. вендско-нижнепалеозойский комплекс) достаточно широко развита также кимберлитовая формация, контролируемая зонами разломов северо-восточной и северо-западной ориентировки и имеющая, судя по особенностям геологических отношений и радиологическим датировкам, позднедевонско-раннекаменноугольный возраст.

Кроме магматических образований, синхронных накоплению осадочных пород комплекса, на северо-западе платформы в нем в значительных объемах встречаются пластовые и секущие позднепермско-раннетриасовые трапиевые интрузии, что обуславливает особое структурное своеобразие мегакомплекса («пористость»). Насыщенность ими разреза крайне неравномерна. Отношение суммарных вертикальных мощностей трапиевых интрузий и вмещающих пород рассматриваемого комплекса изменяется от 0 до 1.

Наиболее стратиграфически полный, практически непрерывный разрез мегакомплекса развит на северо-западе платформы, но суммарная мощность его невелика (0,9—1,5 тыс. м). В то же время мощность только верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, например, Вилюйской синклизы достигает первых километров. Здесь максимальные величины фиксируются по данным сейсморазведки на участках развития солянокупольных структур и обусловлены, по-видимому, постседиментационными перетоками каменной соли. На северо-западе платформы суммарная мощность рассматриваемого комплекса увеличивается с юга на север от первых сотен до 1,5—2,0 тыс. м (без учета постседиментационных перетоков солей). В пределах небольших по площади участков распространения девонско-нижнекаменноугольных пород на юго-западе (Тайшет-Рыбинский) и северо-востоке (Кютюнгинский) платформы их общая

мощность не превышает первых сотен метров. Прямой связи между стратиграфической полнотой разреза и его суммарной мощностью на платформе не наблюдается.

Подосва девонско-нижнекаменноугольного комплекса выходит на поверхность на относительно небольших участках вдоль западной окраины Сибирской платформы, вблизи западной границы Анабарской антеклизы, между северными периклиналями Непско-Ботубинской и Алданской антеклиз и в грабене, осложняющем Оленекский свод. На остальной территории распространения комплекса в пределах платформы она залегает на минусовых абсолютных отметках от первых сотен метров до нескольких, иногда 9—12 км. Естественно, что при такой дифференциации глубин залегания подосвы комплекса он осложнен значительным количеством структур различного порядка. Некоторые из них в несколько измененном виде повторяют структуры, отмеченные при описании вендско-нижнепалеозойского мегакомплекса. К их числу относятся наиболее крупные структуры девонско-нижнекаменноугольного комплекса (Курейская синеклиза и Енисей-Хатангский региональный прогиб), а также многие не перечисленные в тексте структуры первого порядка. В значительной мере сходны и осложняющие оба эти мегакомплекса более мелкие пликативные структуры и дизъюнктивы различного ранга.

На общем фоне субгоризонтального залегания платформенных формаций наблюдаются участки приразломной активизации; они часто совпадают с зонами аномального формационного состава.

Наблюдаемое на отдельных участках несоответствие структурных планов разновозрастных горизонтов девонско-нижнекаменноугольного комплекса, а также системы структурных аномалий часто бывает связано с постседиментационными перетоками солей (например, в Кемпендяйской впадине и на Анабаро-Хатангской седловине) или неравномерностью размещения пермско-триасовых трапиевых интрузий (в Курейской синеклизе и, вероятно, в Енисей-Хатангском региональном прогибе).

Особым своеобразием отличается ряд платформенных формаций Новой Земли, где, по данным М. С. Косыко, среди преимущественно карбонатных отложений выделяется мощная (до 1,6 тыс. м) вулканогенно-кремнисто-терригенная формация средне-позднедевонского возраста.

Наиболее общей особенностью вертикальных формационных рядов среднепалеозойского мегакомплекса является подмеченная на значительной части территории Сибири тенденция направленной смены во времени геосинклинальных формаций орогенными, которые в свою очередь местами перекрываются платформенными (Зауралье, Северный Казахстан, северо-запад Алтае-Саянской области). Следовательно, вверх по разрезу мегакомплекса увеличивается роль формаций платформенного типа по всей территории Сибири. Терригенно-карбонатные, карбонатные и кремнисто-карбонатные формации раннекаменноугольного возраста со средней мощностью 400—900 м распространены не только в различных частях Сибирской

платформы, ее северного (Таймыр, острова арктического шельфа) и восточного (Хараулах, Сетте-Дабан) обрамления, но также в основании Западно-Сибирской плиты [Рудкевич, Латыпова, 1979], в Зауралье и Центральном Казахстане. В отдельных районах терригенно-карбонатные формации с относительно широким площадным ареалом распространения появляются с позднего девона (Казахстан), иногда и ранее. Например, в Кузбассе девонские молассовые комплексы на различных стратиграфических уровнях сменяются терригенно-карбонатными формациями, по-видимому, платформенного типа; в западной части бассейна эта смена происходит в среднем девоне, а на востоке — только в турне. Встречная тенденция характеризует лишь крайний северо-восток Сибири (Верхоянье), где отложения платформенного типа (нижний палеозой — девон) перекрываются многоэпиклиналинными (верхний палеозой — мезозой), и острова Северной Земли, где платформенные формации девона по разрезу сменяются молассовой [Матвеевская и др., 1980]. Вертикальные ряды формаций отдельных территорий отражают и другую общую тенденцию — региональную унаследованность условий осадконакопления на протяжении всего рассматриваемого периода: это прежде всего свойственно Сибирской платформе и прилегающим к ней с севера и северо-запада территориям, где платформенные формации накапливались в течение всего среднего (и позднего) палеозоя; южнее (Прибайкалье и Северное Забайкалье) в среднем палеозое находилась область устойчивого относительно слабо дифференцированного поднятия.

Представительные латеральные ряды формаций среднепалеозойского мегакомплекса для всей территории Сибири установить пока не удастся — слишком велики области, в которых интересующие нас отложения отсутствуют, встречаются спорадически либо еще недостаточно изучены (Западная Сибирь, шельфовые моря Северного Ледовитого океана.) Наиболее общей тенденцией является смена по площади ассоциаций разнотипных (геосинклинальных, орогенных, плитных) формационных комплексов западных и юго-западных районов Сибири и прилежащих территорий (Зауралье, Казахстан, Алтае-Саянская область) относительно однородными комплексами платформенного типа в направлении на север и северо-восток [Матвеевская и др., 1980; Чиков, 1981б].

Соотношения мегакомплекса с подстилающими и перекрывающими образованиями не однотипны. На значительной части территории Сибири он формируется унаследованно, т. е. формационные комплексы без существенной перестройки общего тектонического плана или смены состава продолжают вертикальные ряды формаций венд-раннепалеозойского этапа. Это характерно для среднего палеозоя Зауралья, Восточного Казахстана, Забайкалья и Приамурья: платформенное осадконакопление раннего — среднего палеозоя продолжалось непрерывно на северо-западе Лено-Енисейской плиты. Лишь в Центральном Казахстане и на значительной части Алтае-Саянской области геосинклинальные формации каледонского этапа сменяются молассами девона [Матвеевская и др., 1980].

Структурно-формационные парагенезы основных типов палеотектонических провинций Сибири в среднем палеозое

Характеристика	Геосинклинальная область (Восточный Казахстан)	Область субаэрального горообразования (Алтае-Саянская)	Область платформенного осадконакопления (междуречье Енисей — Котуй)	Зона внутриплатформенной активизации (Лено-Вилуйский район)	
Основные типы геологических процессов	Дифференцированное большое амплитудное прогибание, неравномерно-зональное осадконакопление, часто с вулканизмом; в заключительной стадии — воздымание	Сводово-глыбовое воздымание, горо- и котловинообразование, накопление моласс, субаэральный вулканизм, гранитообразование в недрах	Устойчивый режим малоградиентных колебаний с малой скоростью терригенно-карбонатного осадконакопления, выравнивание рельефа	Крупноградиентные движения по разломам (частично сопровождаемые вулканизмом), формирование приразломных прогибов (грабенов)	
Парагенезы формаций	Латеральные ряды	Терригенные формации (ф.) геосинклинальных прогибов (аспидная, флишодная), преимущественно вулканогенные ф. геантиклинальных поднятий (эффузивные, кремнисто-диабазовая, известняково-кремнисто-эффузивные, терригенно-карбонатные), вулканогенно-осадочные ф. окраинно-геосинклинальных прогибов (терригенные, карбонатные, андезитовые, реже липарит-дацитовые, кварц-кератофировые)	Зональное чередование андезитовых и андезито-базальтовых ф. с андезит-дацитовыми	Красноцветные эвапоритовые и туфогенно-осадочные ф. сводов, серо- и красноцветные терригенно-карбонатные, часто соленосные и гипсоносные ф. прогибов	Сложный комплекс разнообразных отложений платформенного и орогенного типа; преобладают карбонатные и карбонатно-терригенные ф., заметны соленосные, грубообломочные, туфогенные и лавовые образования
	ряды	Ритмичное чередование флишодных и аспидных ф. (в прогибах), смена вверх по разрезу кремнисто-диабазовых	Вулканогенные ф. (андезитовая, андезито-базальтовая, андезит-дацитовая, D ₁ — D ₂ e, преимущественно-	Карбонатно-терригенные ф. D ₁ , терригенные и терригенно-карбонатные ф.	Карбонатные ф. D ₂ , карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные ф. с эффузивами D ₂ — D ₃ , кар-

Вертикальные	и кремнисто-терригенных ф. терригенными и терригенно-вулканогенными (на поднятиях)	но континентальная пестро- и красочвертная ф. $D_2e - C_1$; на северо-западе в верхах — карбонатная ф. субплатформенного типа ($D_3 - C_1$)	$D_1 - D_2$, карбонатные ф. $D_3 - C_1$	бонатно-терригенные отложения с эффузивами
Парагенез палеоструктурных (палеоморфо-структурных) элементов	Геосинклинальные прогибы и геосинклинальные поднятия, разломы (уступы)	Своды, глыбовые поднятия, горсты, межгорные впадины, грабены, разломы (уступы)	Малогradientные поднятия (своды) и прогибы	Приразломные прогибы, грабены, грядовые поднятия на фоне общего прогибания

Более контрастен переход к перекрывающему мегакомплексу. Упавший характер платформенного осадконакопления наблюдается лишь на отдельных участках территории Лено-Енисейской плиты и в Прибайкалье; во впадинах Алтае-Саянской области и Восточном Прибалхашье орогенные формации верхнего палеозоя свидетельствуют о продолжении раннегерцинского орогенеза. На юго-западе Сибири и прилегающих территориях орогенные формации верхнего герцинского мегакомплекса сменяют подстилающие платформенные (Зауралье, Северный Казахстан, Кузбасс) и геосинклинальные (Алтай, Восточный Казахстан) комплексы. По западной периферии Верхоянья карбонатные отложения платформенного типа в раннем карбоне сменялись многоэпизодическими (верхоянский комплекс).

Сопоставление парагенезов формаций среднего палеозоя по территории Сибири и прилегающих земель, а также результаты известных палеотектонических реконструкций позволяют наметить структурно-формационные парагенезы основных типов палеотектонических провинций: геосинклинальной области, области субаэрального горообразования, бассейна платформенного осадконакопления, а также внутрплатформенной зоны активизации, или дейтероорогенеза (табл. 2).

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКО-СРЕДНЕТРИАСОВЫЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Образования мегакомплекса сплошным чехлом покрывают породы основания на территории около половины Сибирской платформы и Таймыра, почти непрерывно развиты в пределах Верхояно-Колымской области, практически полностью отсутствуют на юге

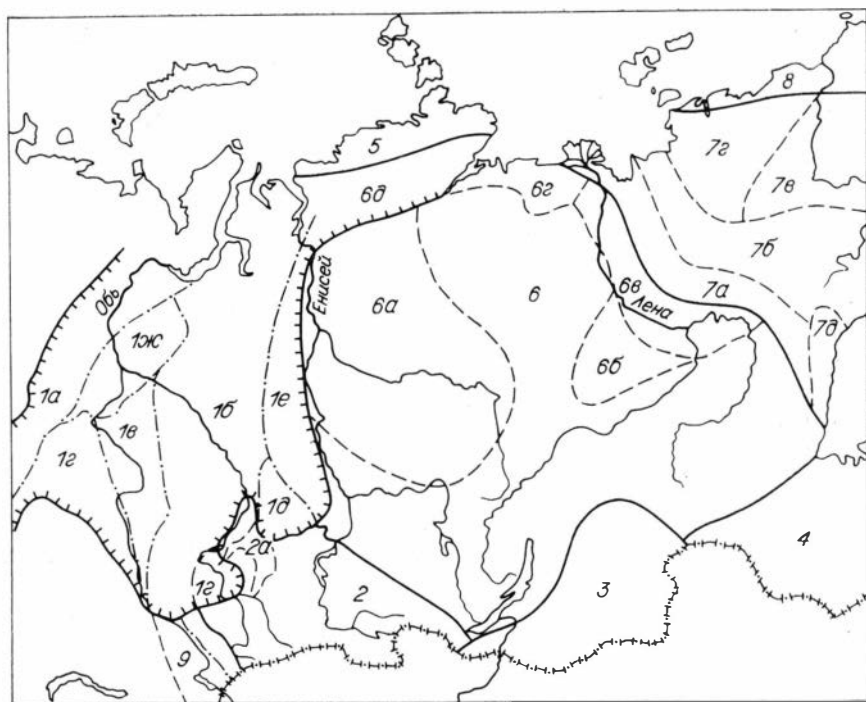


Рис. 9. Схема районирования верхнепалеозойско-среднетриасового мегакомплекса.

1—4 — границы чехла Западно-Сибирской плиты (1), крупных тектонических областей (2), выделяемых разновозрастных тектонических зон в фундаменте Западно-Сибирской плиты (3), между подразделениями внутри выделенных областей (4).

Цифрами на рисунке обозначены тектонические районы: 1 — Западно-Сибирская плита, зоны с различным типом развития образований мегакомплекса (1а — Уральских герцинид, 1б — Центрально-Западносибирских герцинид, 1в — Салымских ранних герцинид, 1г — Центрально-Казахстанских, Алтае-Салаирских каледонид, 1д — Кузнецко-Алатауских салаирид, 1е — Енисейских байкалид, 1ж — Уват-Хантымансийский массив); 2 — Алтае-Саянская складчатая область (2а — Кузнецкий прогиб); 3 — Забайкалье; 4 — восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса; 5 — Таймыр; 6 — Сибирская платформа (6а — Тунгусская синеклиза, 6б — Вилюйская гемисинеклиза, 6в — Предверхоянский, 6г — Лено-Анабарский, 6д — Енисей-Хатагский прогибы); 7 — Верхояно-Кольмская складчатая область (7а — Верхоянская, 7б — Яно-Охотская, 7в — Алазейская, 7г — Полоусненская зоны, 7д — Охотский массив); 8 — Аноийская область мезозой; 9 — Обь-Зайсанская складчатая область.

Сибирской платформы, а в пределах Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской складчатой области и Монголо-Охотского складчатого пояса представлены многочисленными изолированными телами — линзами осадочных и вулканогенных пород и большим количеством гранитоидных интрузий (рис. 9).

Эвгеосинклинальный комплекс присутствует в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, где его образования выполняют некоторые районы Джагдинского звена. В региональной тектонической схеме участки, сложенные эвгеосинклинальным комплексом, выделяются как Ланская и Западно-Джагдинская струк-

турно-формационные зоны. В восточной — Ланской — структурно-формационной зоне представлен средне-верхнекаменноугольной вулканогенно-песчаниковой (граувакковой) формацией мощностью до 13 тыс. м, верхнепермской алевролитопесчаниковой (туфогенной) формацией мощностью до 600 м и нижнетриасовой конгломерато-песчаниковой формацией мощностью до 250 м. Выполняющие Ланскую зону вулканогенно-осадочные формации смяты в сложные складки, разбитые системой субпараллельных разломов северо-западного простирания.

Западно-Джагдинская зона содержит верхнекаменноугольно-нижнепермскую песчано-вулканогенно-глинистую формацию мощностью до 3,5 тыс. м и верхнепермскую глинисто-алевролитопесчаниковую формацию мощностью до 4,4 тыс. м. В юго-западной части зоны сохранилась от разрушения послепалеозойскими процессами единственная крупнейшая пликативная форма региона — Туксинская синклинали — нормальная асимметричная складка с пологим северным (30—35°) и крутым южным (50—70°) крыльями. Северо-восточная часть зоны дислоцирована чрезвычайно интенсивно и представляет собой типичное изоклинально-чешуйчатое сооружение [Кириллова, Турбин, 1979].

В железорудной зоне восточной части *Уральской складчатой системы* на территории Тургайского прогиба комплекс представлен андезито-базальтовой формацией (диабазы, базальты, андезитобазальтовые порфириты, вулканогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты с телами известняков, доломитов и железных руд), страстиграфический объем которой — от серпуховского яруса до, вероятно, верхнего отдела каменноугольной системы. Мощность комплекса — 1,5—2 тыс. м.

В *Алтае-Саянской складчатой области* к эвгеосинклинальному комплексу А. Л. Матвеевская относит верхнюю ритмическую пачку мощного герцинского геосинклинального комплекса Обь-Зайсанской системы, представленную сероцветными флишоидными и аспидными образованиями, относящимися по возрасту к верхней части серпуховского яруса и низам среднего карбона. В Новосибирском прогибе Кольвань-Томской зоны названной системы мощность этих отложений достигает 2 тыс. м. В Иртышско-Зайсанской зоне с ними сопоставляется широко распространенная морская терригенная флишоидная формация серпуховского яруса (даланкаринская свита), мощность которой превышает 2 тыс. м. Структура толщи характеризуется линейной складчатостью нескольких порядков. Крупные складки при длине в несколько десятков километров имеют ширину 2—8 км, с углами падения в крыльях складок разных порядков от 50—80° до вертикальных и опрокинутых.

В *Хэнтэй-Даурской зоне* Забайкалья к эвгеосинклинальному комплексу отнесена кремнисто-граувакковая формация (1,2 тыс. м), представляющая собой верхнюю часть разреза терригенно-вулканогенной ингодинской серии нижнего — среднего карбона, перекрывающая ее сланцево-граувакковая формация среднего карбона (1250 м) и сланцево-граувакковая формация нижнего триаса (4,6 тыс. м).

В *Агинско-Борцовочной* зоне Забайкалья на среднепалеозойской спилит-кератофировой формации, которая содержит раннекарбоновые протрузии гипербазитов, с несогласием залегает слапцево-граувакковая толща с туфо-граувакковой формацией в средней части (до 1650 м), имеющая возрастной интервал от среднего карбона до триаса включительно и суммарную мощность 7—8,5 тыс. м. Эта толща также отнесена к эвгеосинклиальному комплексу.

Многосинклиальный комплекс наиболее широко представлен в Верхояно-Колымской складчатой области, где он слагает Западно-Верхоянский мегантиклинорий, Южно-Верхоянский мегасинклинорий и Аян-Уряхский антиклинорий. В Индигиро-Колымской геоантиклинальной зоне комплекс присутствует в довольно многочисленных, но небольших по площади разобщенных выходах. С подстилающими отложениями наблюдаются обычно постепенные переходы.

В *Верхояно-Колымской области* мощность комплекса достигает 10—11 тыс. м. Базальная часть, начинающаяся с отложений визе, сложена пестрыми по составу осадочными и вулканогенно-осадочными формациями глубоководного происхождения. Отложения среднего — верхнего карбона и перми представлены терригенными флишоидными и псаммитовыми формациями. Флишоидные (алевролитоглинистая, известковисто-алевролитоглинистая, алевролитопесчаная) формации — сложные геологические тела с резко асинхронными границами, большим колебанием мощностей (0,4—4,5 тыс. м) и стратиграфического диапазона. Псаммитовые формации, развитые в Куранахском и Орулганском антиклинориях, имеют мощность до 2,5 тыс. м, содержат в своем составе пласты (100—150 м) олигомиктовых, олигомиктово-полимиктовых песчаников. Здесь же распространены угленосные терригенные формации нижнего карбона — верхней перми. Они имеют форму обособленных протяженных линз, мощность которых в раздувах достигает 1,2—2,5 тыс. м, а в зонах выклинивания сокращается до 50 м.

На границе между верхним палеозоем и триасом в Западно-Верхоянском мегантиклинории фиксируется осадочно-вулканогенная (эпипирокластическая) формация мощностью 0,3—1 тыс. м, содержащая туффиты, гялокластиты, вулканомиктовые породы базальтоидного состава, обломочный материал кислого состава; на отдельных площадях в разрезах присутствуют шаровые лавы базальтов. Стратиграфический объем формации — от кровли перми до оленекского (местами анизийского) яруса включительно. Триасовые отложения представлены флишоидной алеврито-глинистой формацией, максимальная мощность которой (до 10 тыс. м) зафиксирована в Яно-Индигирской сипклинорийной зоне. Разрез комплекса в Верхояно-Колымской области завершается олигомиктовой псаммитовой формацией.

На территории Индигиро-Колымской геоантиклинальной зоны (Алазейское поднятие, Момо-Полоусненская антиклинальная

структура) развиты осадочно-вулканогенные формационные комплексы верхнего палеозоя. Ведущая роль в них принадлежит биогенным карбонатным, кремнистым породам, туфам трахибазальтового, андезито-базальтового и дацитового состава. Мощность разрез — 1,5—2 тыс. м.

Триасовые отложения в Индигиро-Колымской геоантиклинальной зоне представлены только маломощными осадочно-вулканогенными формациями относительно глубоководного происхождения (верхняя пермь — нижний триас). Верхняя часть мегакомплекса до карнийского яруса в ней отсутствует.

Интрузивные образования позднего палеозоя установлены в Западно-Верхоянском мегантиклинории [Ивенсен и др., 1975] — силлы и дайки субокеанических толентовых базальтов раннего триаса. В Приколмые присутствуют силлы и дифференцированные плутоны щелочно-базальтового типа.

В Западно-Верхоянском мегантиклинории образования комплекса вовлечены в ряд складчатых сводовых поднятий, разделенных седловинами. Вдоль Западно-Верхоянского краевого шва протягивается полоса сложных дислокаций, имеющая ширину до 50 км. В Южно-Верхоянском мегасинклинории выделяются три продольные зоны: Присеттедабанская (западная) — пологая, но очень сильно кливажированная ступень, местами нарушенная мелкой складчатостью вплоть до пloyчатости; Центральная и Приохотская, характеризующиеся крупными линейными антиклиналями шириной от 5—10 до 35—40 км и длиной до 100 км и более. Часто они имеют коробчатую форму.

В Яно-Охотской зоне образования многогеосинклинального комплекса выходят на поверхность в осевых частях Куларского, Средне-Янского, Адычанского, Эльгинского, Сунтаро-Лабынкырского и Иняйского складчато-глыбовых поднятий и в пределах Охотского массива. Возможно, что вся Яно-Охотская зона имеет чешуйчатонадвиговое строение.

В краевых горст-антиклинориях (Приколымском, Момском и др.) эти отложения смяты в крутые складки совместно с перекрывающими их образованиями мезозойского мегакомплекса или слагают крылья надвиговых структур, имеющих амплитуду горизонтального перемещения в первые километры [Тектоника..., 1981б].

Многогеосинклинальный комплекс известен также в районе Новосибирских островов (о. Бол. Ляховский). Он представлен песчано-сланцевой формацией мощностью до 1,5 тыс. м, содержащей единичные покровы спилитов. Образования этого комплекса являются нижней частью геосинклинального комплекса мезозоид Северо-Востока СССР (Ануйская область мезозоид).

Протоорогенный комплекс представлен серией линзообразных тел осадочных пород и гранитоидных интрузий на территории Западно-Сибирской плиты, в Алтае-Саянской области, а также многочисленными гранитоидными интрузиями в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса.

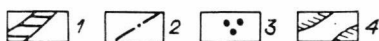
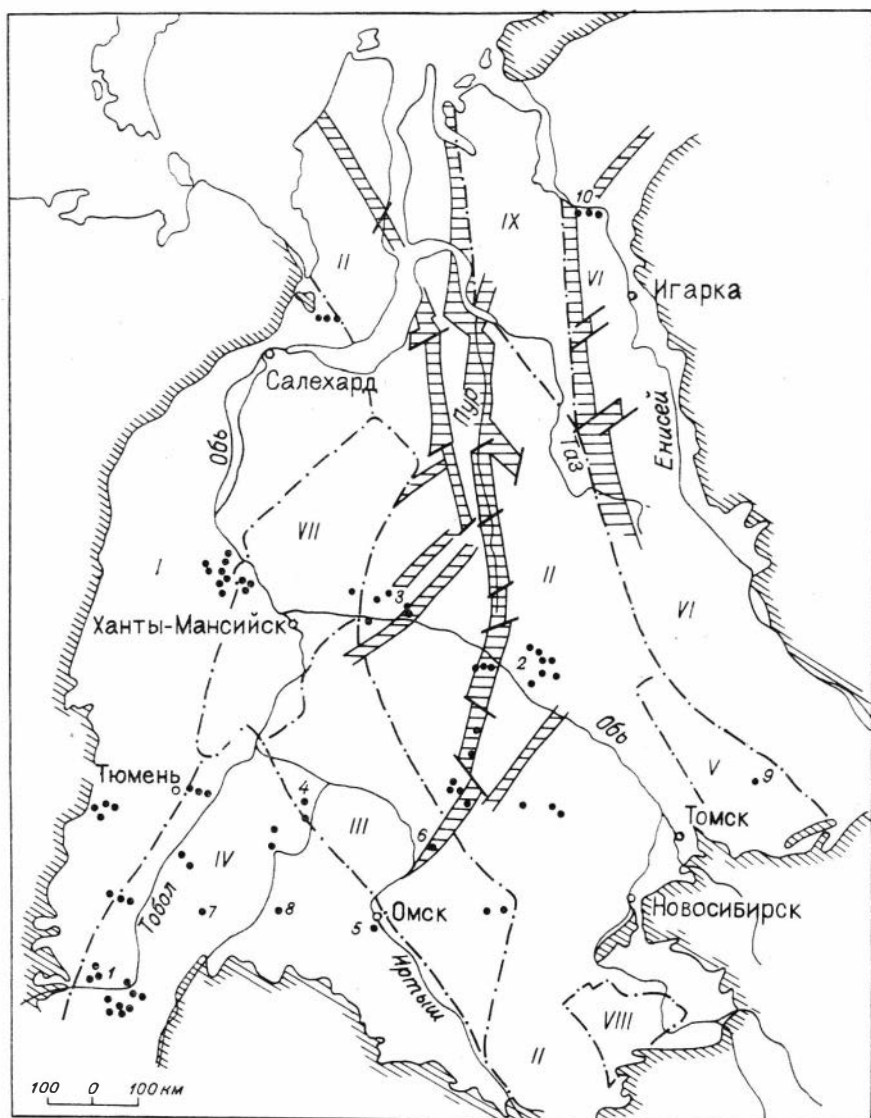


Рис. 10. Схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты и районы развития верхнепермического мегакомплекса. Составил Л. В. Смирнов.

1 — грабен-рифты, выполненные эффузивами и эффузивно-осадочными толщами триаса; 2 — границы складчатых областей, срединных и устойчивых массивов; 3 — глубокие скважины, в которых изучены образования верхнепермического мегакомплекса (1 — Кустанайского опорного профиля и Новонежинской площади, 2 — Вартовской, Мыгдыггинской, Нань-Яхской, 3 — Федоровской, 4 — Викуловской, 5 — Омской, 6 — Никольской, 7 — Лебяжьевской, 8 — Рязкинской, 9 — Чулымской, 10 — Тундринской и Малохетской площадей); 4 — граница чехла Западно-Сибирской плиты.

В пределах *Западно-Сибирской плиты* на основании комплексного геолого-геофизического анализа данных, полученных при бурении и интерпретации геофизических наблюдений, выделен ряд структурно-формационных зон, в которых присутствуют образования верхнепалеозойско-среднетриасового мегакомплекса, и установлена их закономерная связь с определенными типами структур фундамента, с одной стороны, и характером потенциальных полей — с другой. Это позволяет прогнозировать вещественный состав, стратиграфический объем и структурное положение образований мегакомплекса в закрытых районах (рис. 10).

В пределах *Уральской складчатой системы* герцинид мегакомплекс установлен в разрезах картировочных и глубоких скважин на территории Кустанайской, Курганской, Свердловской, Челябинской и Тюменской областей. Так, восточнее железорудной зоны Урала на территории, тяготеющей к области с каледонским фундаментом, комплекс представлен континентальными красноцветными терригенными, часто грубообломочными, отложениями верхнего отдела каменноугольной и пермской систем нерасчлененных. Сложен он переслаиванием аргиллитов, песчаников, гравелитов и конгломератов с прослоями и телами андезито-базальтов, диоритов, кварцевых и дацитовых порфиритов. Мощность комплекса до 1,5 тыс. м. Описанные образования с перерывом и несогласием перекрыты породами базальтовой формации нижнего — среднего триаса, мощность которой достигает в грабенах 1,5 тыс. м.

В Центрально-Западносибирской герцинской складчатой системе наиболее полный разрез протоорогенного комплекса вскрыт скважинами на территории Томской области. К северо-востоку от г. Кургасок на правом берегу Оби присутствует терригенная пестроцветная толща пород лагунно-континентального генезиса, вскрытая скважинами, мощность которой составляет 66 м. Отнесена она предположительно к среднему — верхнему карбону.

На Вартовской площади скважинами встречена угленосная формация, представленная песчаниками и углистыми аргиллитами, содержащими пресноводную фауну пелеципод. Стратиграфически эти отложения соответствуют среднему — верхнему карбону и сопоставляются с алыкаевским горизонтом Кузнецкого бассейна. Вскрытая мощность — 193 м.

В пределах Салымской складчатой системы герцинид комплекс представлен континентальной грубообломочной молассой (песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами). Стратиграфическое положение этих отложений по спорово-пыльцевому комплексу определено как средний — верхний карбон. Вскрытая мощность формации на Викуловской площади равна 150 м. Она перекрыта вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из альбитофи-

Складчатые системы: I — Уральская герцинид, II — Центрально-Западносибирская герцинид, III — Салымская ранних герцинид, IV — Центрально-Казахстанская каледонид, V — Салаиро-Кузнецко-Алатауская салаирид, VI — Енисейская байкалит. Срединные и устойчивые массивы: VII — Уват-Хантымансийский. VIII — Барнаульский, IX — Няндокский.

ров, андезитовых порфиритов, кварцевых кератофилов. Возраст, определенный калий-аргоновым методом, равен 282 млн. лет. Завершается разрез комплексами базальтами и переслаиванием базальтов с угленосными аргиллитами, алевролитами, песчаниками нижнего — среднего триаса.

Описанные верхнепалеозойские отложения протоорогенного комплекса Западно-Сибирской плиты группируются в серо- и пестроцветные терригенные, иногда угленосные, и вулканогенно-терригенные молассовые формации, которые в пределах зон герцинской складчатости выполняют впадины и прогибы, часто наследующие структуру основания. Нередко они собраны в напряженные складки с углами падения слоев до 60° и нарушены многочисленными разломами.

Широко распространены в фундаменте плиты среди образований протоорогенного комплекса гранитоиды. Они представлены разнокристаллическими биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, аляскитовыми и лейкократовыми разновидностями гранитов. Радиологический возраст колеблется от 287 до 202 млн. лет.

В Алтае-Саянской области протоорогенный комплекс выполняет небольшие ($30—200 \text{ км}^2$), редко крупные ($1000—3000 \text{ км}^2$) впадины. Они расположены на герцинских геосинклинальных структурах различного типа. Их строение очень разнообразно. Так, во внутренней зоне основного — Калбинского — геосинклинального прогиба протоорогенный комплекс образует толща полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов, глинистых и углистых алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными прослоями известняков и углей (буконьская свита московского яруса среднего карбона) мощностью $1,5—2$ тыс. м. В приразломных частях прогиба она перекрыта неустойчивыми в фациальном отношении вулканогенно-терригенными отложениями верхов среднего и верхнего карбона (майтубинская серия), мощность которых достигает $5—6$ тыс. м (в том числе на долю вулканогенных образований приходится более $2,5$ тыс. м). По составу это андезитовые, андезито-базальтовые, реже базальтовые порфириты, дацитовые и липаритовые порфиры, их лавобрекчии и туфы. Серо- и пестроцветные терригенные породы в основном грубообломочные, с редкими маломощными прослоями и линзами мелкообломочных пород и известняков. Структура этих образований — мелкие, просто построенные пологие складки, переходящие в крутые, сжатые вблизи зон разломов.

В северо-западной части Калбинской зоны независимо от впадин протоорогенного этапа на отложения нижнего карбона резко несогласно налегают отложения нижнего триаса (или пермтриаса) — трахиты, липариты, витрофиры, щелочные базальты, игнимбриты, туфы кислого состава, туфогенные песчаники, алевролиты и конгломераты — слабо дислоцированная наземная щелочная базальтово-трахилипаритовая формация мощностью $0,7—1$ тыс. м.

В Горловском краевом прогибе Колывань-Томской зоны на породах среднего палеозоя с базальными конгломератами в осно-

вании залегают терригенная угленосная толща, имеющая стратиграфический объем от серпуховского яруса нижнего карбона (евсеевский горизонт) до перми включительно. Общая мощность достигает 2,2 тыс. м. Вместе с подстилающими отложениями породы протоорогенного комплекса в Горловском прогибе образуют единый сложно построенный, слегка асимметричный синклиниорий с крутопадающими крыльями. В центральной зоне последнего они выполняют цепочку вытянутых впадин различной протяженности и глубины, собраны в брахиформные и мелкие линейные складки, опрокинутые к периферии прогиба.

В Жарминском прогибе, расположенном на границе между каледонидами Казахстана и герцинидами Обь-Зайсанской области, начало образования протоорогенного комплекса относится также к концу раннего карбона. Здесь на отложениях визейского яруса (и более древних) с резким угловым несогласием залегают толща песчаников с базальными крупнообломочными конгломератами, по возрасту сопоставляемая с острогской свитой Кузбасса. Мощность базальной толщи составляет иногда до 2,8 тыс. м. На ней, также резко несогласно, с конгломератами в основании залегают возрастные аналоги буконьской свиты и майтубинской серии, среднего и верхнего карбона Калбинского прогиба, с которыми они близки и по составу. В целом распространенный комплекс в Жарминском прогибе представляет собой эпиконтинентальную и континентальную вулканогенно-терригенную молассу со щелочными, а позднее — со щелочно-земельными вулканитами с изменчивой мощностью от 400—600 м на севере и западе до 5,5—6 тыс. м на юго-востоке. Внутреннее строение прогиба определяется блоковой тектоникой, от которой зависят резкие изменения состава, мощностей отложений и пликативных структур. Крупные линейные челночные складки сменяются брахиформными изометричными или резко асимметричными складками. Углы падения слоев на крыльях от 10—15 до 45—65°.

На геоантиклинальных поднятиях протоорогенный комплекс либо отсутствует, либо сохранился в мелких наложенных впадинах с прерывистым разрезом и небольшими мощностями отложений, залегающих на разновозрастных образованиях среднего палеозоя. Частично это континентальные угленосные отложения, частично — континентальная андезит-дацитовая формация. Структура их относительно проста. Обычно это асимметричные складки с крутыми или опрокинутыми приразломными крыльями, переходящими в слабоволнистые моноклинали или брахиформные складки с углами падения в крыльях 10—35°.

В пределах юго-западной части Алтае-Саянской области широко развиты интрузивные протоорогенные комплексы: вулканоплутоническая субщелочная трахиандезит-базальт-сиенит-диабазовая ассоциация среднего — верхнего карбона, трахидацит-липарит-граносиенит-гранитная ассоциация верхнего карбона, пермские гранитоидные комплексы (Калбинский, Монастырский и др.) и триасовая базальт-липарит-монцонит-граносиенит-гранитная серия Западной Калбы.

В *Монголо-Охотском складчатом поясе* протоорогенный комплекс присутствует на территории Аргунского массива в виде грубообломочных формаций межгорных впадин (до 700 м) карбонового возраста. Верхняя часть разреза во впадинах сложена вулканическими и плутоническими формациями кислого и умеренно кислого состава, датированными поздним палеозоем. В краевой части Аргунского массива на участке, смежном с Агинско-Борщовочной геосинклинальной зоной, в поздней перми сформировалась брахисинклиналь, выполненная туфо-граувакково-сланцевой формацией борзинской серии, мощность разреза которой достигает 7 тыс. м.

Из плутонических образований Монголо-Охотского складчатого пояса к протоорогенному комплексу относятся: в Хэнтэй-Давурской зоне — комплекс гранодиорит-гранитных батолитов позднепалеозойского возраста; в Верхне-Амурской зоне — габбро-плагиогранитный урушинский комплекс позднепалеозойского возраста, представляющий собой единую серию ряда диорит — кварцевый диорит — плагиогранит — гранит с высоким содержанием щелочей и глинозема при нормальном количестве извести; в пределах Аргунского массива — карбоновый дацит-гранодиорит-порфировый субвулканический уртуйский комплекс. Более молодыми по сравнению с ним являются позднепалеозойский габбро-монзонит-спенитовый тайнинский комплекс и позднепалеозойский ундинский комплекс гранодиорит-гранитных батолитов.

Дейтероорогенный комплекс присутствует в ряде районов Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской области, Северного Казахстана, на Таймыре и в Забайкалье.

В фундаменте *Западно-Сибирской плиты* в пределах Центрально-Казахстанской складчатой системы каледонид к дейтероорогенному комплексу относится сероцветная толща среднего — верхнего карбона (аргиллиты, алевролиты, песчаники). Вскрытая мощность толщи — 260 м (скв. Рязвинская 3). Она перекрыта пермской континентальной красноцветной толщей аргиллитов, алевролитов, гравелитов, конгломератов мощностью в 400 м. Разрез комплекса в этом районе завершает толща базальтов, андезитов и терригенных пород мощностью в 300 м.

В районе северного погружения Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна разрез комплекса вскрыт скв. Чулымской 1, которой пройден 241 м континентальной угленосной толщи, состоящей из песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными углефицированными остатками и пропластками углистых аргиллитов. Эти отложения содержат спорово-пыльцевой комплекс среднего — верхнего карбона.

В пределах *Енисейской складчатой системы* байкалид скважинами глубокого бурения на Тундровой, Малохетской, Семеновской, Долганской и других площадях вскрыты серые и темно-серые аргиллиты, песчаники, туфы, туффиты с пластовыми телами базальтов и силлами долеритов. Возраст пород определен по растительным остаткам и филоподам как ранний триас. Вскрытая мощность по данным скважин составляет 1 тыс. м. Предполагается, что в глубо-

ких прогибах и впадинах этой зоны развиты отложения верхнего палеозоя, близкие по составу с разновозрастными отложениями Сибирской платформы. Возможно, их следует относить скорее к плитному комплексу, чем к дейтероорогенному.

Верхнегерцинский мегакомплекс в пределах погруженных частей каледонских складчатых систем Центрального Казахстана и Салаирско-Кузнецко-Алатауской, а также байкальской Енисейской системы залегает в изометричных впадинах. Толщи дислоцированы слабо. Углы падения слоев не превышают 30° . Структуры разбиты или ограничены разломами. Наиболее крупными впадинами из изученных в фундаменте плиты являются Вагай-Ишимская, Тегульдская, Ванжильская, Касская, Байховская, Маковская.

Из приведенных материалов видно, что в различных зонах Западно-Сибирской плиты широко развита вулканогенно-терригенная формация триаса с обильными проявлениями базальтоидного магматизма. Она появляется как в прото-, так и дейтероорогенных прогибах, будучи отделена от верхнепалеозойских пород перерывом и часто несогласием. По всей вероятности, ее следует включать в состав плитного комплекса.

Интенсивный магматизм основного состава многими авторами, в том числе Л. В. Смирновым, связывается с рифтогенезом, который привел к формированию системы грабен-рифтов и межрифтовых региональных поднятий.

Грабены и прогибы заполнились эффузивным и осадочным материалом нижнего — среднего отделов триаса. Так, в пределах Уральской складчатой системы герцинид возникла система известных грабенов (Челябинский, Буламаш-Елкинский, Анохинский, Юламановский и др.), которые выполнены конгломератами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами, углистыми аргиллитами с пластами углей нижнего — среднего отделов триаса, чередующимися с телами базальтов (туринская серпя). На территории каледонид Центрального Казахстана аналогичный комплекс вскрыт в Кушмурунском грабене, Вагай-Ишимской и других впадинах. На территории Салымской складчатой системы комплекс наиболее полно вскрыт Никольской и Омской скважинами. Ими пройдены базальты и чередование базальтов с аргиллитами, алевролитами, песчаниками и пластами углей. Спорово-пыльцевой комплекс указывает на раннесреднетриасовый возраст этих отложений. Вскрытая мощность составляет 1,5 тыс. м. В Центрально-Западносибирской складчатой системе герцинид распространение эффузивно-осадочного комплекса триаса контролируется крупнейшим Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом и соподчиненными с ним сателлитами: Аганским, Худуттейским, Усть-Тымским, Худосейским, Ямальским и другими грабен-рифтами (см. рис. 10). Наибольшая вскрытая мощность базальтов известна по скважине на Федоровской площади в Тюменской области севернее широтного течения Оби в пределах Аганского грабен-рифта, где она составляет 1,5 тыс. м.

В Алтае-Саянской области дейтероорогенный комплекс развит в пределах крупных герцинских орогенных впадин, расположенных

на каледонском и байкальском фундаменте. Таковыми являются: Кузнецкий, Минусинский прогибы, Чуйская, Уйменско-Лебедская, Рыбинская и другие впадины. Наибольшей полнотой разреза и площадью распространения отложения комплекса обладают в Кузнецком прогибе, где их мощность достигает 7—8 тыс. м. Здесь на морских отложениях нижнего карбона с резким несогласием и базальным горизонтом в основании (острогская свита) залегает преимущественно континентальная, в меньшей мере — лагуниная и морская, ритмически построенная терригенная угленосная формация верхнего палеозоя. В ее составе выделяются балахонская и кольчугинская серии, разделенные региональным перерывом и несогласием. Первая из них охватывает отложения серпуховского яруса, среднего и верхнего карбона, а также нижней перми. Вторая включает породы верхней перми. Каждая из серий начинается с более грубообломочных безугольных отложений, выше появляются пласты угля, мощность и количество которых нарастают снизу вверх. Самыми угленасыщенными являются верхнебалахонская и ерушакская свиты — верхние свиты названных серий. В связи с неоднородностью состава и строения угленосной формации на разных участках Кузнецкого прогиба выделяется несколько типов ее разреза. На породах верхней перми с перерывом и скрытым несогласием залегает эффузивно-терригенная формация триаса (мальцевская серия). Основание разреза триасовых отложений представлено песчаниками и алевролитами (до 345 м), включающими в верхней части разреза силлы микродолеритов и покров базальта. Выше залегает толща алевролитов, песчаников, конгломератов (1195 м), в верхней половине которых залегают базальтовые порфириты и базальты (46 м).

Структура образований мегакомплекса в восточной и центральной частях Кузбасса характеризуется пологими антиклиналями, выступающими среди поля субгоризонтально залегающих угленосных пород. Триасовые отложения в центральных частях Кузбасса слагают широкие синклинали, разделенные пологими антиклиналями. К юго-западу от центральной зоны Кузбасса отложения верхней перми образуют пологие овальные синклинали и узкие гребневидные антиклинали. По западной периферии Кузбасса в породах балахонской серии развиты межразломные мелкие линейные складки с углами падения в крыльях от 50—70° до вертикальных и опрокинутых.

В других названных дейтероорогенных структурах верхнепалеозойские отложения сохранились от размыва в небольших, обычно приразломных впадинах, залегают трансгрессивно, с конгломератами в основании, по возрасту сопоставляются с нижней частью разреза угленосной толщи Кузбасса и имеют сильно сокращенные первичные мощности.

На *Таймыре* в его Западном и Центральном районах в основании комплекса выделяется песчано-алевролитно-аргиллитовая с известняками формация среднего карбона — нижней перми мощностью до 2,8 тыс. м. На Восточном Таймыре ей соответствует среднекарбоновая известняковая морская формация мощностью 750 м и

песчанс-алевролито-аргиллитовая верхнекарбовоно-нижнепермская прибрежно-морская формация мощностью до 2 тыс. м. К отложениям кунгурского яруса нижней перми отнесены: на Западном и Центральном Таймыре прерывисто распространенная песчано-алевролито-аргиллитовая угленосная паралическая формация мощностью до 800 м, а на Восточном Таймыре аргиллито-песчаниково-алевролитовая прибрежно-морская формация мощностью 500—550 м. Выше на Западном Таймыре залегает алевролито-песчаниковая угленосная континентальная формация мощностью до 1,5 тыс. м. На Центральном и Восточном Таймыре на этом уровне развиты аргиллито-алевролито-песчаниковая морская формация мощностью до 500 м и терригенно-вулканогенная континентальная формация мощностью до 5,3 тыс. м. Триасовые образования на Западном Таймыре представлены базальтовой трапповой континентальной формацией нижнего триаса мощностью 450 м, на Центральном Таймыре — вулканогенно-трапповой континентальной формацией нижнего триаса мощностью 1—1,3 тыс. м, на Восточном Таймыре — вулканогенно-осадочно-трапповой прибрежно-морской формацией нижнего триаса мощностью 1,6 тыс. м.

В северной части Таймыра с дейтероорогенным комплексом связаны гранитоиды, внедренные в породы докембрия и раннего палеозоя. В южной части полуострова, в прогибе, максимум нисходящих движений приходится на рубеж перми и триаса — татарский и кунгурский века. На протяжении триаса этот прогиб испытал инверсию, с которой связано развитие липейных и прерывистых складок и дизъюнктивных дислокаций в верхнепалеозойских и триасовых толщах.

В *Западном Забайкалье* (Селенгинский район) образования дейтероорогенного комплекса залегают в виде разрозненных линз и блоков на размытой поверхности раннепалеозойских гранитоидов джидинского комплекса. К карбону — перми относится формация липаритовых и андезитовых туфов, имеющая мощность до 3 тыс. м. Она перекрывается нижнепермской формацией липаритовых туфов и пермско-триасовой трахиандезит-трахибазальтовой формацией, мощности которых достигают 1—3 тыс. м. Стратиграфически выше в Южной Бурятии выделяются формации трахиандезит-трахилипаритовая верхней перми (500—3600 м), трахиандезит-базальтовая пермско-триасовая (1,5 тыс. м). Аналогичные образования — трахиандезиты и андезиты мощностью до 1,1 тыс. м известны на байкальском склоне Баргузинского хребта, возраст их точно не установлен.

На территории Читинской области, в Нерча-Тургинской зоне, выделяется андезит-липаритовая формация нижней перми мощностью 150—1000 м и липарит-трахилипаритовая толща нижнего триаса мощностью 250—400 м, слагающая незначительные по площади тела.

В Хилок-Витимской зоне в основании комплекса залегает среднекарбовоно-дацит-сланцево-аркозавая формация мощностью 640 м, метаморфизованная в зеленосланцевой фации. Выше последова-

тельно залегают две нижнепермские формации: вулканогенно-терригенная (алевролиты, песчаники, конгломераты, в подчиненном количестве базальты, андезиты, липариты) — обонская толща (1,7 тыс. м) и трахиандезит-дацитовая (1—1,5 тыс. м).

Среди интрузивных образований Забайкалья к дейтероорогенным могут быть отнесены интрузивные комплексы условно позднепалеозойского возраста, весьма широко и неравномерно распространенные на этой территории.

В *Восточном Саяне* выделен ботогольский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, граносиенитов, в Хамар-Дабане и Восточном Прибайкалье — битуджидинский комплекс амазонитовых и биотитовых гранитов, пегматитов, аплитов и т. д. Калий-аргоновые датировки его равны 206—156, 262—218, 210 млн. лет. На севере Бурятской АССР выделяется трехфазный сыннырский комплекс щелочных пород (трахитоидных щелочных сиенитов, сиенитов, щелочных гранитов и т. д.), имеющий свинцово-изотопные определения возраста 325—251 млн. лет. Близкий по составу сайжинский комплекс сиенитоидных пород (сиениты, граносиениты, нефелиновые породы) прослеживаются в полосе восточного простирания шириной до 40 км от нижнего течения р. Кыджилста до бассейна р. Бамбуйка на расстоянии более 400 км. Прорывает кембрийские и более древние породы. Близкий состав имеют образования боргойского комплекса, незначительно распространенного в бассейне р. Джида.

Верхнепалеозойские интрузивные образования бичурского комплекса присутствуют в Хамар-Дабанском, Селенгинском и Удино-Витимском районах. Они прорывают отложения унгорской и тамирской свит нижней перми (?) и содержатся в конгломератах базальных слоев черной ровской свиты нижнего — среднего триаса. Рубидий-стронциевые определения возраста пород бичурского комплекса дают 302—285 млн. лет. По составу они относятся к диорит-гранитоидной формации.

Верхнепермские интрузии соготинского комплекса (граниты, щелочные граниты, гранодиориты, граносиениты) развиты в Селенгинском и Удино-Витимском районах. Отнесены к формации субщелочных аляскитовых гранитов. Возможно, комагматически связаны с эффузивами аленгуйской свиты верхней перми.

На территории Читинской области в Кодаро-Удоканском районе присутствует верхнепалеозойский ингамакитский комплекс гранодиорит-гранитного состава. Его прорывает монционит-сиенитовый ханинский комплекс, являющийся аналогом сыннырского. В Нерча-Тургинской зоне выделены многофазный амананский комплекс диорит-гранодиорит-гранитного состава пермского возраста и нижнетриасовый (?) трехфазный нерчуганский комплекс субвулканических гранитов субщелочного и щелочного состава. В Хилок-Витимской зоне пермско-нижнетриасовый бичурский комплекс представлен трехфазной серией монционит-сиенитов и граносиенит-гранитов щелочно-земельного ряда.

Структура геологических формаций дейтероорогенного комплекса Забайкалья на территории Бурятской АССР определяется

глыбово-складчатыми тектоническими движениями. Границы между вулканическими формациями имеют отчетливый характер стратиграфических перерывов. Формирование вулканогенных и интрузивных формаций полностью связано с активизацией зон древних разломов и появлением новых. Почти все разломы представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги с субвертикальным положением плоскостей сместителя.

Селенгино-Становой области свойственно развитие дейтероорогенного вулканоплутонического пояса, сопряженное с ростом сводового поднятия. Для него характерны малые размеры интрузивных тел, сформировавшихся в условиях малых и средних глубин. Важная особенность дейтероорогенного комплекса области — тесная связь вулканогенных и интрузивных образований. Специфическими и распространёнными структурами области являются гранито-гнейсовые купола.

В Кодаро-Удоканской зоне дейтероорогенные формации (ингмакитский гранодиорит-гранитный комплекс) приурочены к юго-западному обрамлению протерозойского Удоканского синклинория, а в районе его северо-восточного замыкания расположена интрузия ханинского щелочного комплекса.

В строении чехла *Сибирской платформы* верхнепалеозойско-среднетриасовый **платформенный** комплекс играет важную роль в связи с существенной перестройкой его структурного плана в позднем палеозое и резкой активизацией траппового магматизма в средней перми — раннем триасе. Разделен на две части: нижнюю — преимущественно терригенную (мощностью до 2,2 тыс. м), в той или иной мере угленосную, и верхнюю — туфогенно-эффузивную или осадочно-вулканогенную (мощностью до 2 тыс. м и более). На западе и севере платформы большую роль в строении мегакомплекса играют трапповые интрузии среднепермского — раннетриасового возраста.

На поверхности Сибирской платформы нижняя часть мегакомплекса представлена переслаиванием темно-серых и серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, обычно содержащих значительное количество углефицированных растительных остатков, линзы, прослои, а нередко и пласты угля рабочей мощности. Примесь карбонатного материала незначительна. Состав обломочного материала преимущественно кремнисто-кварцевый. В нижней части разреза представлены также обломки кислых и средних плагиоклазов, а в верхней — калиевых полевых шпатов, содержание которых достигает иногда первых десятков процентов. Максимум угленосности на территории платформы смещается по разрезу от каменноугольных отложений на юго-западе до нижней части нижнепермских — в центральной области, верхней части нижнепермских и средней верхнепермских — на северо-востоке. Изменение размерности обломочного материала по разрезу имеет колебательный характер при общей тенденции к некоторому увеличению снизу вверх.

Согласно последним данным, самые древние отложения мегакомплекса отнесены к нижнему — среднему карбону. В целом от-

ложения практически повсеместно сохраняют черты, характерные для терригенных угленосных формаций лимнического типа.

Иногда при появлении в разрезе крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов верхнепалеозойские отложения западной части Сибирской платформы приобретают молассоидный облик. Однако конфигурация территории их распространения, общая мощность (обычно первые сотни метров, не более 0,8—1 тыс. м на отдельных участках) и незначительные градиенты ее изменения не оставляют сомнения в принадлежности указанных отложений к формациям платформенного ряда.

Верхняя вулканогенная часть мегакомплекса на западе Сибирской платформы имеет неоднородное строение. В северном районе она почти полностью (на 90—95%) сложена покровами базальтов, в южном — в основном туфогенными грубо- и тонкообломочными породами, а в центральной части внизу — туфогенными породами, вверху — покровами базальтов с маломощными вулканогенно-осадочными прослоями.

Большинство покровов представлено базальтами нормального ряда. Существенно реже встречаются ультраосновные и щелочные их разновидности, которые сосредоточены в основном на северо-востоке п северо-западе рассматриваемой территории. Общая площадь распространения базальтовых покровов превышает 350 тыс. км². Среди базальтов преобладают мелко- и тонкозернистые разновидности с пойкилоофитовой, интерсертальной или, реже, микродолеритовой текстурой.

Развитые на юге и в южной части разреза центральной области рассматриваемой территории туфогенные и туфогенно-осадочные породы представлены туфоалевролитами, туфогравелитами, туфобрекчиями и туфами различной зернистости, в составе которых широко представлены продукты основного магматизма.

Возраст вулканогенных образований охватывает самый конец перми, ранний и частично средний (?) триас. Согласно региональной стратиграфической схеме, утвержденной МСК СССР в 1981 г., поздненепермский возраст имеют лишь покровы щелочных, обычно порфировых, базальтов (ивакинская свита) на крайнем северо-западе Сибирской платформы. Выше здесь залегает толща базальтов (1,5 тыс. м), которая отнесена к первой половине нижнего триаса и сопоставляется с толщей туфогенных и туфогенно-осадочных пород центральной и южной областей, имеющей мощность до 500—600 м. Ко второй половине нижнего триаса отнесена толща базальтов с маломощными прослоями туфогенно-осадочных пород, суммарная мощность которой изменяется от 0,8—1 тыс. м в центральной области до 1,5 тыс. м на крайнем северо-западе. В зависимости от преобладания эффузивных или эксплозивных продуктов траппового магматизма выделяются две формации: базальтовая и туфогенно-осадочная. Граница между ними имеет скользящий возраст за счет фациальных замещений по мере приближения к северо-западным районам.

Интрузивные породы плитного комплекса распространены на площади более 1,5 млн. км². Внедрение их произошло (по ряду геологических признаков и данных К — Аг датировок) в основном в поздней перми — раннем триасе и лишь в единичных случаях, вероятно, в ранней перми или карбоне. По составу представлены они основными и ультраосновными разностями, иногда с повышенной щелочностью.

Наиболее широко распространены на западе Сибирской платформы долериты нормального ряда, обладающие обычно пойкилофитовой или долеритовой структурой. По форме среди них преобладают силлы и дайки. Крайне редко встречаются лополиты, лакколиты, хонолиты и некки. Мощность силлов изменяется от нескольких сантиметров до первых сотен метров, оставаясь довольно постоянной для каждого конкретного тела.

Распределение интрузивных траппов существенно меняется по площади и разрезу. Основная их масса приурочена к верхнепалеозойским терригенным отложениям, реже они встречаются в туфогенно-осадочных породах и лишь изредка — среди базальтов нижнего триаса. При этом в верхнепалеозойских отложениях преобладают силлы, в туфогенно-осадочной серии нижнего триаса — неправильной и кольцевой формы дайки и некки, а в базальтах — линейно вытянутые дайки выдержанной мощности.

Помимо долеритов нормального ряда на северо-востоке (Маймеча-Котуйский район) и на юго-западе (Чадобецкий район) Сибирской платформы обособляются ультраосновные щелочные интрузии. В позднем палеозое — раннем мезозое внедрились также кимберлиты (в форме небольших даек, жил и трубок взрыва). Большинство их расположено за пределами распространения выходов осадочных пород мегакомплекса, т. е. в пределах площадей комплексов основания.

Формации плитного комплекса выполняют на западе Сибирской платформы крупнейшую отрицательную структуру — Тунгусскую синеклизу. Нижняя терригенная угленосная формация в центральной и северной частях синеклизы залегает преимущественно на различных горизонтах среднего — верхнего девона и нижнего карбона. В северо-западной и северо-восточной бортовых зонах на некоторых положительных структурах наблюдается более глубокий размыв с омоложением базальной части угленосной формации.

К северу образования плитного комплекса в Тунгусской синеклизе погружаются под углом около 3° под юрско-меловые отложения Енисей-Хатангского прогиба, максимальная мощность которых превышает 7 тыс. м. При этом подошва позднепалеозойско-среднетриасового мегакомплекса достигает отметки минус 9,0—11,1 км. Судя по сходству его формационного состава в северных районах Тунгусской синеклизы и в южных районах Таймырской складчатой области, он не претерпевает существенных изменений состава и в пределах прогиба.

Далее на восток вдоль северной окраины Сибирской платформы отложения плитного комплекса воздымаются, имея региональный наклон на север, где их подошва не опускается обычно глубже ми-

нус 4,0—5,0 км. Наблюдается уменьшение угленосности. Мощность терригенной формации без учета трапповой интрузии нередко превышает 1 тыс. м, а перекрывающие вулканогенно-осадочные отложения триаса составляют первые сотни метров. В пространственно-разобценных разрезах единичных скважин и естественных обнажений выделено значительное количество свит, характер распространения которых пока не изучен.

На восточной окраине Сибирской платформы отложения мегакомплекса входят в состав толщи, выполняющей две крупнейшие отрицательные структуры — Вилюйскую гемисинеклизу и Предверхоанский прогиб, граница между которыми может быть проведена лишь условно. В осевых зонах этих структур подошва плитного комплекса опускается ниже отметок минус 7,0—8,0 км, а на бортах поднимается выше отметки минус 1,0 км и иногда выходит на дневную поверхность. Возраст базальных горизонтов комплекса на бортах раннепермский, а во внутренних частях гемисинеклизы и прогиба предположительно опускается до визе.

В формационном отношении плитный комплекс верхнего палеозоя — среднего триаса на восточной окраине Сибирской платформы имеет трехчленное строение. Нижняя часть (нижний карбон — верхняя пермь) — терригенная формация с изменяющимся по площади и разрезу соотношением преимущественно полимиктовых алевролитов и аргиллитов, угленасыщенность которых в целом увеличивается вверх по разрезу, где появляются в большом количестве пласты угля рабочей мощности. В средней части плитный комплекс представлен терригенно-вулканогенными образованиями верхней перми — нижнего триаса мощностью от нескольких десятков до 600 м, которые залегают на подстилающих образованиях во многих случаях несогласно. Среди них встречаются туфопесчаники и туфы основного состава, очень редко — покровы диабазов. Завершается разрез терригенными (алевролитоглинистой и песчаной) формациями нижнего — верхнего триаса, мощность которых в наиболее прогнутых зонах достигает 0,9—1,2 тыс. м.

Дислоцированность пород плитного комплекса на Сибирской платформе в целом довольно интенсивная, особенно в областях развития трапповых интрузий. Все крупнейшие структуры (Тунгусская синеклиза, Енисей-Хатангский прогиб, Предверхоанский прогиб, Вилюйская гемисинеклиза) осложнены большим количеством крупных, средних и мелких пликтивных структур различного знака и дизъюнктивных нарушений, отличающихся по протяженности, направлению и амплитуде перемещения крыльев.

Пликтивные структуры часто имеют неправильную, относительно изометричную или слабо вытянутую форму и незначительную контрастность. Углы наклона в их крыльях обычно не превышают первых градусов, а у крупных форм — несколько десятков минут.

Среди дизъюнктивов преобладают сбросы и взбросы с субвертикальными или крутонаклоненными поверхностями сместителей. Вертикальная составляющая перемещений по ним не превышает обычно первых десятков метров, хотя иногда, особенно вдоль западной

окраины Тунгусской синеклизы, достигает 1 тыс. м. Горизонтальная составляющая обычно незначительна и лишь в отдельных случаях составляет несколько сотен метров. В зонах сочленения Сибирской платформы с обрамляющими складчатыми структурами встречаются надвиги, поверхности сместителей которых, волнисто изгибаясь, наклонены в среднем под углом 10—15°. Амплитуда горизонтального перемещения по ним достигает первых сотен километров.

Полное согласие между структурами мегакомплекса и структурами в подстилающих его отложениях встречается крайне редко. Это во многом обусловлено резкими изменениями палеоструктурного плана платформы на рубеже среднего и позднего палеозоя. Практически непрерывный ряд крупнейших отрицательных структур Сибирской платформы, сформированных в позднем палеозое — среднем триасе, по истории формирования и формационным особенностям может быть разделен на западную и восточную части, между которыми расположены Анабаро-Хатангская седловина и Лено-Анабарский мегапрогиб. Формирование более насыщенных продуктами траппового магматизма структур западной части (Тунгусская синеклиза и Енисей-Хатангский прогиб) тесно связано с активным развитием Таймырской складчатой области. На структуры восточной части (Предверхоанский краевой прогиб и Вилюйская гемисинеклиза) значительное влияние оказала Верхоянская складчатая область.

В восточной части Верхояно-Кольмской области к плитному комплексу отнесены верхнепалеозойские отложения Алазейского поднятия, представленные вулканогенно-осадочными породами, состав которых колеблется от агломератовых туфов до пелитовых разностей преимущественно основного состава. В карбоне и нижней перми им сопутствуют тефрогенные песчаники, алевролиты, известковистые туффиты. Присутствуют малочисленные тонкие покровы субщелочных базальтов, отличающихся повышенным содержанием титана и фосфора. Отложения верхней перми — преимущественно конгломераты, песчаники, алевролиты кислого состава.

На Приколымском поднятии в отложениях мегакомплекса преобладают лавы субщелочных базальтов. Максимального развития эффузивные породы достигают в верхнем карбоне — нижней перми, являясь главным типом пород 1000-метровой чахаданской толщи. По составу она соответствует континентальной оливин-базальтовой формации.

В Момском горст-антиклинории и северной части Приколымского главными типами пород являются хорошо отсортированные алевролиты и пелитовые туфы и туффиты трахидацитового состава. Суммарная мощность формаций — 650—1350 м.

На Алазейском, Алы-Юряхском и других поднятиях отложения плитного комплекса слагают своды и крылья крупных пологих брахиформных структур.

В пределах Енисейской складчатой системы байкалид имеются нижнетриасовые отложения (аргиллиты, песчаники, туфы, туффиты, пластовые тела базальтов и силлы долеритов). Мощность их достигает, вероятно, 1,5—2 тыс. м. Предполагается, что в глубоких про-

гибах и впадинах этой зоны под триасовыми отложениями залегают отложения перми и среднего — верхнего карбона, соответствующие по формационному составу образованиям плитного комплекса Сибирской платформы.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Исследованиями К. В. Боголепова [1967] по мезозойской тектонике Сибири было показано, что существенная структурная перестройка здесь наблюдается с позднего триаса. На большей части площади ей предшествует стратиграфический перерыв с четкими структурными несогласиями. Даже там, где разрезы от верхнего палеозоя к мезозою, казалось бы, являются непрерывными (верхоянский комплекс), эта граница всегда имеет определенное выражение в разрезе. Вместе с тем в большинстве районов Сибири нижне-среднетриасовые образования структурно и формационно связаны с пермскими. Поэтому за нижнюю границу мезозойского мегакомплекса условно принята подошва верхнего отдела триаса.

Верхняя граница мезозойского мегакомплекса также условна. Нижне-среднепалеогеновые образования по формационной характеристике сходны с верхнемеловыми и, как правило, связаны с ними постепенными переходами. Даний-среднепалеогеновые формации отнесены к неотектоническому мегакомплексу. От нижезалегающих формаций они отделены структурным несогласием. Итак, термин «мезозойский» в применении к мегакомплексу не следует понимать в строгом стратиграфическом смысле, необходимо допускать определенную условность в проведении его нижней и верхней границ.

Наиболее крупным элементом мезозойской структуры (рис. 11) является Западно-Сибирская плита. Через Лепо-Енисейский и Предверхоянский мезозойские прогибы плитный комплекс распространяется в пределы Вилюйской синеклизы и связанный с ней Ангаро-Вилюйский прогиб. Перед фронтом складчатых областей четко обособляется система краевых и предгорных прогибов (Предверхоянский, Предстановой и Предсаянский). Наряду с плитными здесь развиты и орогенные комплексы. С запада и востока плиту обрамляют орогенные и геосинклиналильные комплексы. В Верхояно-Чукотской области развиты геосинклиналильные (эв- и миогеосинклиналильные) и орогенные (прото- и дейтероорогенные) комплексы. В пределах палеозойского Монголо-Охотского пояса распространены геосинклиналильные (миогеосинклиналильные) и орогенные (прото- и дейтероорогенные) комплексы. Уральская, Казахстанская, Алтае-Саянская и Яблоново-Становая области характеризуются развитием только орогенных (дейтероорогенных) комплексов. При этом в Яблоново-Становой области в составе орогенного комплекса широко развиты гранитоидные формации.

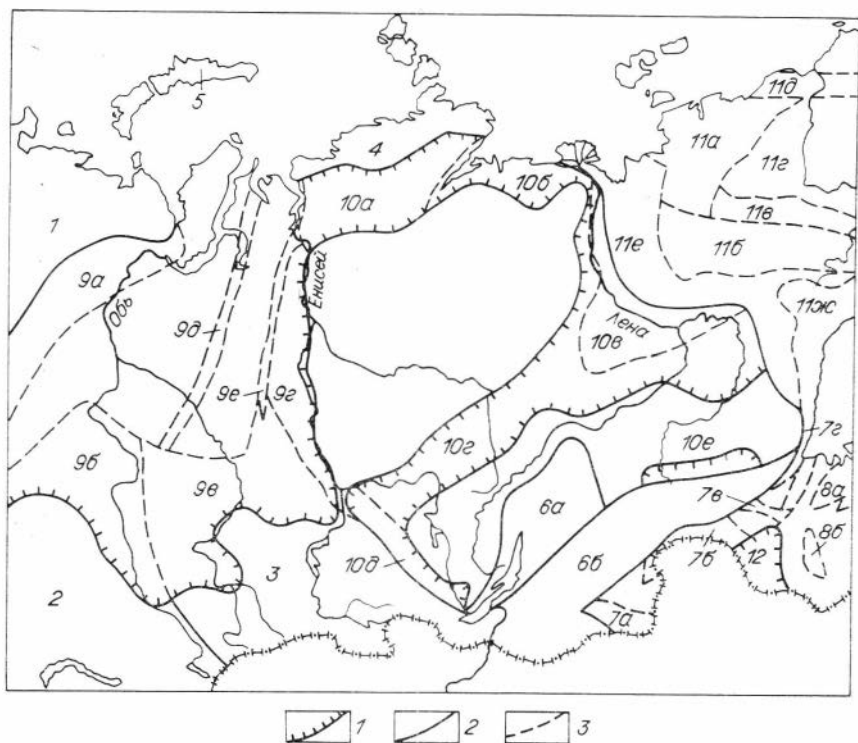


Рис. 11. Схема районирования мезозойского мегакомплекса.

1—3 — границы: 1 — плитного комплекса, 2 — складчатых областей, 3 — зон и прогибов.

Цифрами на рисунке обозначены тектонические районы. 1—8 — складчатые области: 1 — Уральская, 2 — Казахская, 3 — Алтае-Саянская, 4 — Таймырская, 5 — Ново-Земельская, 6 — Забайкальская (6а — Байкало-Патомская, 6б — Яблоново-Становая зоны), 7 — Монголо-Охотская (7а — Восточно-Забайкальская, 7б — Верхнеамурская и Зейская, 7в — Тукурингро-Джагдинская, 7г — Западно-Приохотская (Удский и Торомский прогибы) зоны), 8 — Сихоте-Алинская (8а — Ульбанский, 8б — Буренский прогибы); 9 — Западно-Сибирская плита (9а — Приуральская, 9б — Приказахстанская, 9в — Приалтайская, 9г — Приенисейская, 9д — Уренгойско-Колтогорская, 9е — Худосейская зоны); 10 — Восточно-Сибирская плита (10а — Енисей-Хатангская, 10б — Лено-Анабарская впадины, 10в — Пред-верхоянский, 10г — Ангаро-Вилуйский, 10д — Предсаянский, 10е — Предстановой прогибы); 11 — Верхояно-Чукотская складчатая область (11а — Яно-Индигорская, 11б — Инъяли-Дебинская зоны, 11в — Момо-Зырянский прогиб, 11г — Алазейская, 11д — Анонская, 11е — Верхоянская, 11ж — Охотская зоны); 12 — Амуро-Зейская плита.

В качестве основных структурных элементов мезозоя обособляются Западно-Сибирская плита и Сибирская платформа, Уральская, Казахская, Алтае-Саянская, Северо-Земельская, Таймырская, Яблоново-Становая, Верхояно-Чукотская складчатые области, Монголо-Охотский складчатый пояс. Остановимся на характеристике состава и структуры мезозойского мегакомплекса в этих областях.

Уральская, Казахская и Алтае-Саянская складчатые области. Строго говоря, Казахская и Уральская складчатые области расположены за пределами Сибири. Но они сопряжены с Западно-Сибирской плитой, имеют общие черты с мезозойским комплексом Алтае-Саянской области и представляют большой интерес

для понимания связей плитного комплекса с фундаментом. Получение достоверной информации о тектонике доплитных комплексов в пределах Западно-Сибирской плиты ограничено из-за сложности наблюдения. Скважины, вскрывшие мезозойские образования в отдельных точках, сравнительно немногочисленны, затруднена их корреляция друг с другом.

Анализ состава и структуры доплитных комплексов целесообразно начать с относительно хорошо изученных мезозойских впадин складчатых областей обрамления Западно-Сибирской плиты. На основе выявленных здесь закономерностей можно провести структурную экстраполяцию в область плиты, увязав ее с результатами бурения и геофизическими данными.

Объектами для структурного анализа стали Орская и Челябинская впадины (Урал); Кендерлыкская, Илийская, Майкюбенская, Каратауская, Алакольская и Карагандинская впадины (Казахстан); Кузнецкий, Минусинский и Тувинский прогибы, Карагинский, Окинский и Казыр-Кизирский грабены (Алтае-Саянская область). Подробное их описание можно найти в работах В. С. Бочкарева [1973] и Н. П. Башариной [1975]. Из обобщения этих данных следует такая модель мезозойской структуры складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты.

Образованию мезозойских впадин предшествует формация коры выветривания и замещающая ее по латерали пестроцветная каолинитовая (бокситоносная) формация. Эти формации, по-видимому, имели широкое распространение, но были на больших площадях денудированы. Реликты коры выветривания мощностью 30—40 м установлены в Орской и Таналыкской впадинах Мугоджар, во многих районах Среднего и Северного Урала, в основании Убоганской группы впадин Тургая, а также в Алакольской, Карагандинской и Майкюбенской впадинах Казахстана [Боголепов, 1967].

Пестроцветная каолинитовая (бокситоносная) формация установлена в Орской впадине (низы мандыбайской свиты) и во многих депрессиях восточного склона Урала (Волчанской, Богословской и др.). Она представлена чередованием пестроцветных каолиновых и бокситовых глин и алевролитов с линзами бобовых кремнистых бокситов и подчиненных прослоев песчаников и конгломератов (максимальная мощность 100 м). Сходные формации, но без явных признаков обогащения глиноземом, наблюдаются во впадинах Казахстана.

В пределах Алтае-Саянской области кора выветривания в виде реликтов сохранилась во впадинах. Стратиграфическая привязка формаций коры выветривания наиболее четко устанавливается в Кузнецком прогибе, где верхние горизонты вулканогенно-осадочной мальцевской свиты нижнего — среднего триаса, перекрытые палеонтологически охарактеризованной нижнеюрской молассой, несут явные признаки каолинизации. Присутствие переотложенных продуктов коры выветривания зафиксировано в основании юрской угленосной формации Минусинской и Тувинской впадин.

Итак, нижняя граница мезозойского мегакомплекса на Урале, в Казахстане и в Алтае-Саянской области представлена поверхностью

стратиграфического перерыва и несогласия, отделяющей мегакомплекс не только от палеозойских, но и от ниже-среднетриасовых формаций. Собственно мезозойский мегакомплекс представлен системой впадин, выполненных молассовой угленосной формацией верхнего триаса — нижней юры (челябинская серия и ее стратиграфические эквиваленты), аналогичной формацией нижней — средней юры (тувинская серия и ее эквиваленты), молассовой формацией верхней юры — нижнего мела (бомская свита Тувинских впадин и ее эквиваленты).

Формационный набор мезозойских впадин Урала, Казахстана и Алтае-Саяна отвечает понятию *орогенный комплекс*. Учитывая, что в слоистой структуре он сменяет палеозойские и нижнетриасовые орогенные комплексы, т. е. является «вторым» орогенным комплексом в пределах каледонид и герцинид, мы вслед за К. В. Боголеповым называем его *дейтероорогенным*.

Мезозойский дейтероорогенный комплекс различен как по стратиграфическому объему, так и по морфологии. На Урале и в Казахстане часть впадин выполнена верхнетриасовой — нижнеюрской угленосной формацией (Челябинская, Кендерлыкская, Илийская, Майкюбенская, Каратауская). Здесь же имеются впадины, где комплекс начинается с ниже-среднеюрской угленосной формации (Буланаш-Елкинская, Убоганская, Кушмурунская).

Для региональных тектонических обобщений интерес представляют впадины, в слоистой структуре которых наблюдается переход от одних формаций к другим и, таким образом, конструируется полный вертикальный ряд формаций. В этом отношении надо выделить Челябинскую и Орскую впадины. В Челябинской впадине наблюдается залегание верхне-нижнеюрской угленосной формации (челябинская серия) на ниже-среднетриасовой вулканогенно-осадочной формации (туринская серия). В Орской впадине вертикальный ряд наращивается ниже-среднеюрской угленосной формацией (орская серия), которая залегает здесь на верхнетриасовой — нижеюрской формации (челябинская серия). При этом мощность верхнетриасовых — нижеюрских отложений здесь по сравнению с Челябинской впадиной много меньше. Стратиграфические эквиваленты чумлякской (500 м) и коркинской (1 тыс. м) свит челябинской серии имеют мощность 90 и 50 м (мандыбайская и каинская свиты), а стратиграфический эквивалент сугоякской (400 м) свиты челябинской серии выпадает из разреза полностью.

Детали стратиграфии мезозойского комплекса Урала и Казахстана приводятся для того, чтобы подчеркнуть наличие перерывов и дискретность границ, разделяющих формации в вертикальном ряду. В отдельных впадинах верхнетриасовые — нижеюрские формации выпадают из разреза и ниже-среднеюрские формации залегают прямо на ниже-среднетриасовых формациях (Кушмурунская и Кузнецкая впадины). К этим границам приурочены иногда и реликты кор выветривания, фиксируемые также продуктами их размыва в нижних частях разреза угленосных формаций.

Алтае-Саянская область характеризуется развитием в ее пределах ниже-среднеюрских угленосных формаций, приуроченных к небольшим межгорным впадинам либо расположенных в палеозойских прогибах (Кузнецком, Минусинском и Тувинском). В отдельных впадинах разрез наращивается верхнеюрско-нижнемеловой молассовой формацией (Улугхемская впадина).

По морфологии мезозойские впадины Урала, Казахстана и Алтае-Саяна могут быть подразделены на мулды и приразломные впадины, обладающие типичными особенностями пликтивных и дизъюнктивных форм. Первый тип представлен изометричными пологими складками и разрывами небольшой амплитуды перемещения. К нему относятся мулды межгорных прогибов Казахстана и Алтае-Саяна. Второй тип выражен грабенами, приуроченными к крупным региональным разломам. Они характеризуются интенсивными приразломными складками, сбросами и взбросами, часто переходящими в надвиги. Грабены группируются в системы, отвечающие понятию «рифт». Такова система грабенов Восточного Урала, включающая Волчанско-Мостовский, Буланаш-Елкинский, Анохинский, Челябинский, Орский и др.; Восточного Саяна — Казыр-Кизирский, Окинский и Айнакский грабены; Алтая и Тувы — Казаныкский, Желсайский, Сайганышский и Карагинский грабены.

Для понимания тектонической природы мезозойских комплексов складчатых областей обрамления Западно-Сибирской плиты важна также характеристика мезозойского магматизма. Вертикальный ряд магматических формаций Алтае-Саянской области [Оболенская, 1983] начинается пермско-триасовой трапповой (толеит-базальтовой, оливин-базальтовой) формацией, соответствующей орогенному комплексу герцинид. Дейтероорогенный мезозойский мегакомплекс включает щелочно-базальтоидную (юрскую), щелочно-ультраосновную с карбонатитами (юрско-меловую) и щелочно-гранитовую (нижнемеловую) формации, слагающие дайки и мелкие штокообразные тела.

Каждой из них отвечает своя рудная минерализация. Щелочно-базальтоидной свойственны ртутная, висмут-сульфосольная, флюоритовая, свинцово-цинковая, никель-кобальтовая и медноарсенидная формации; щелочно-ультраосновной — редкоземельно-редкометалльная с флюоритом и баритом; щелочно-гранитной — редкоземельно-редкометалльная с флюоритом и криолитом.

Северо-Земельская и Таймырская складчатые области. Сведения о мезозойских образованиях Таймыра и Северной Земли очень скудны. Их обобщение, проведенное К. В. Боголеповым [1967], показывает, что на Таймыре, как на Урале и в Казахстане, нижняя граница мезозойского комплекса фиксируется реликтами средне-верхнетриасовой (?) коры выветривания. Продукты ее переотложения наблюдаются в основании юры Усть-Енисейской впадины. На Северной Земле (острова Комсомолец, Октябрьской революции) проблематичные верхнетриасовые — нижеюрские отложения представлены олигомиктовыми и кремнисто-кварцевыми песчаниками и алевритами.

Интересна Фадью-Кудинская впадина, которая по формационному выполнению, структуре и морфологии сходна с Челябинской. В последней на нижне-среднетриасовой вулканогенно-осадочной залегают верхнетриасово-нижнеюрская угленосная формация. Видимо, такая же модель строения характерна и для Фадью-Кудинской впадины.

В отличие от Уральской и Казахстанской складчатых областей, в которых дейтероорогенный комплекс включает нижне-среднеюрскую угленосную формацию, на Таймыре и Новой Земле после рэтлейаса континентальный ряд прерывается и начинается ряд прибрежно-морских и морских отложений, большая часть которых условно датируется верхней юрой — валанжинном и близка по составу терригенно-глауконитовой формации Лено-Енисейского прогиба [Боголепов, 1967].

Отложения готерива и баррема в Таймырской области не известны. Следующий член формационного вертикального ряда Таймыра представлен апт-альб-сеноманской угленосной молассой. В современном эрозионном срезе линзовидные тела этой формации образуют три параллельные прерывистые полосы, вытянутые с юго-запада на северо-восток и подчиненные главным направлениям разломов Таймыра. Северная полоса охватывает Усть-Таймырскую впадину и протягивается к юго-западу от нее по направлению к бассейну р. Шренк. Центральная полоса представлена Траутфеттерской впадиной. К южной полосе относятся угленосные отложения окраинной части Фадью-Кудинской и Большебоотонгкагской впадин.

Говоря о мезозойском комплексе Таймыра, следует упомянуть о малых интрузиях субщелочной сиенит-граносиенитовой формации и связанной с ней молибден-вольфрамовой, свинцово-цинковой и мышьяк-ртутной минерализации. Точной стратиграфической привязки для интрузивной формации не имеется. Справедливо лишь утверждение о связи ее с пликативными и дизъюнктивными дислокациями, нарушающими отложения верхнепалеозойского — нижне-мезозойского структурного яруса.

Западно-Сибирская плита. Основой для суждения о составе и структуре мезозойского мегакомплекса в пределах Западно-Сибирской плиты служат в основном геофизические исследования и данные бурения. При этом степень изученности мегакомплекса неравномерна как по латерали, так и по вертикали. Более изучены нефтегазоносные районы и верхняя часть их слоистой структуры, представленная плитным комплексом. Обобщением этих данных по мезозою занимались К. В. Боголепов [1967], В. С. Бочкарев [1973], В. С. Сурков и О. Г. Жеро [1981] и др.

В процессе работы над «Атласом...» основная задача свелась к выяснению тектонической природы нижних горизонтов слоистой структуры мезозойского мегакомплекса и их взаимоотношений с плитным комплексом и фундаментом. В общенаучном плане задача заключалась в определении связи между понятиями «чехол» и «плитный комплекс», «промежуточный этаж» и «орогенный комплекс», «фундамент» и «геосинклиальный комплекс». При анализе материа-

лов по мезозойской тектонике Западно-Сибирской платформенной области стало очевидным, что без привлечения данных по мезозойской тектонике складчатых областей обрамления плиты не обойтись. В увязке вертикальных и латеральных рядов мезозойских формаций Урала, Казахстана, Алтае-Саяна, Таймыра, Новой Земли и Западно-Сибирской равнины открылась новая перспектива решения задачи.

Как было показано, вертикальный ряд формаций мезозойского дейтероорогенного комплекса складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты начинается с верхнетриасовой — нижнеюрской угленосной молассы (челябинская серия), залегающей на пермско-триасовой вулканогенной формации (туринская серия). Следующим членом формационного ряда здесь является ниже-среднеюрская угленосная формация. В тектоническом отношении мезозойские формации обособляются в виде системы грабенов, рифтов и изометричных мульд — прогибов. Встает вопрос о развитии этих тектонических форм в пределах Западно-Сибирской плиты. Под чехлом Западно-Сибирской плиты широко развита пермско-триасовая вулканогенная формация. Как показано О. Г. Жеро [1984], структурно она приурочена к рифтовым зонам, таким как Восточно-Уральская, Уренгойско-Колтогорская, а также к прогибам типа Кузнецкой впадины.

Наиболее изучена Восточно-Уральская рифтовая зона, в которой наблюдается взаимоотношение верхнетриасовой — нижнеюрской молассы с подстилающей вулканогенной формацией (Тобольско-Тюменская и Тургай-Кустанайская группы грабенов). Сходные взаимоотношения прослеживаются примерно до широт Ханты-Мансийска. В нескольких точках здесь также отмечено залегание верхнетриасовой — нижнеюрской или ниже-среднеюрской угленосной молассы на пермско-триасовой вулканогенной формации (Аганская и Южно-Колтогорская группы грабенов).

В Аганской группе грабенов рифтовые образования вскрыты Локосовской и Федоровской, в Южно-Колтогорской — Саймовской, Игльской и Никольской скважинами, с максимальной глубиной проходки по вулканогенной формации до 500 м (Саймовская скважина). Но в целом изученность бурением этой части разреза рифтов остается низкой. Например, выделяемые по геофизическим данным Худосейская и Уренгойско-Колтогорская рифтовые зоны в этом отношении пока не изучены. Поэтому однозначного решения вопроса о доюрском формационном ряде мезозойского мегакомплекса центральной, северной и восточной частей Западно-Сибирской плиты пока не имеется.

На современном уровне изученности можно утверждать, что пермско-триасовая вулканогенная формация, связанная с зонами глубинных разломов, развита и на севере Западно-Сибирской плиты. По крайней мере, по бортам Усть-Енисейской впадины наблюдается широкое развитие пермско-триасовой тунгусской серии, а морские триасовые формации известны только в Восточно-Таймырской зоне (Лено-Анабарский прогиб). Данных о замещении тунгусской серии

под чехлом в Приенисейской зоне (Худосейский рифт) нет. Можно предположить сохранение аналогичных структурных условий и в пределах северной части Уренгойского рифта.

Неопровержимым фактом является повсеместное развитие в северных частях низменности нижне-среднеюрской песчано-алевролит-аргиллитовой формации (тюменская свита) плитного комплекса. Происходит ли к центральным частям замещение плитным комплексом верхнетриасовой — нижнеюрской молассы (челябинская серия) — неясно. В Ямальском, Гыданском и Надым-Пурском районах известна тампейская серия, сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами. На ней без перерыва залегает нижне-среднеюрская тюменская свита. Стратиграфический объем тампейской серии неясен, так как неизвестно, на чем она залегает. Не исключено, что в наблюдаемом интервале тампейская серия представляет только верхнюю часть верхнетриасовой — нижнеюрской формации. Тогда плитный комплекс Западно-Сибирской равнины начинается с верхнетриасовой — нижнеюрской песчано-алевролит-аргиллитовой формации. Косвенно на такую возможность указывает структурная ситуация, наблюдаемая в Фадью-Кудинском грабене на Таймыре. Здесь, выше пермско-триасовой вулканогенной формации (фадьюкудинская свита) залегает триас-юрская (?) молассовая формация (мамоновская свита).

В слоистой структуре мезозойского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты выделяются дейтероорогенный и плитный комплексы. Дейтероорогенный комплекс сложен верхнетриасовой — нижнеюрской и нижне-среднеюрской угленосными молассами и обособляется в форме рифтовых зон (системы грабенов) и прогибов. Плитный комплекс представлен набором морских и прибрежно-морских формаций стратиграфического интервала от рэт-лейаса до палеогена. В составе комплекса выделяются формации: сероцветная полимиктовая приморских равнин и сменяющая ее по латерали полимиктовая морская (средний — верхний лейас — келловей); сероцветная полимиктовая приморских равнин и терригенно-глауконитовая (байос — баррем); сероцветная полимиктовая формация приморских равнин и терригенно-глауконитовая морская формация (апт — нижний олигоцен). Отдельные формации и их ряды строго не ограничиваются рамками стратиграфических подразделений, поскольку их границы имеют такой же скользящий характер, как и границы слагающих их свит.

Плитный комплекс обособляется в форме плоской складчатой линзы диаметром порядка 10^3 км и мощностью до 10 км. Пликативные нарушения формаций характеризуются очень малыми амплитудами, позволяющими выделять складки разной формы и размеров (моноклизы, синеклизы, мегасинклинали и мегаантиклинали, антиклинали и синклинали, желоба и валы, поднятия и впадины).

Интересен вопрос о корреляции мощности плитного комплекса со структурой фундамента. Хотя общая картина ясна — наблюдается увеличение мощности от бортов к центру (до 4 тыс. м) к северу, где мощность максимальна (до 7—10 тыс. м), в модели, предложенной

В. С. Бочкаревым, четкой корреляции мощности чехла со структурой фундамента не вырисовывается. В. С. Сурковым и О. Г. Жеро проводится идея о существенном увеличении мощности плитного комплекса над рифтами и на этом основании выделяются такие формы, как «желоба» (Колтогорско-Уренгойский и Худосейский).

Соотношение дейтероорогенного комплекса с плитным изучено в Приуральской, Приказахстанской, Приалтае-Саянской, Притаймырской и Приенисейской зонах (моноклизах). С учетом геофизических и отдельных буровых данных выявленные соотношения могут быть экстраполированы на большую часть Западно-Сибирской плиты. Поскольку по латерали доказано замещение континентальной нижне-среднеюрской угленосной молассы прибрежно-морскими формациями, логично предположить, что и триас-юрская угленосная моласса замещается в этих направлениях на прибрежно-морские и морские толщи.

Сибирская платформа. В пределах Сибирской платформы мезозойский мегакомплекс образует ряд прогибов, среди которых обособляются Лено-Енисейский (Предтаймырский), Ленский (Предверхоянский), Вилюйский (Вилюйская синеклиза), Иркутский (Предсаянский), Южно-Алданский (Предстановой). Во всех этих прогибах по набору осадочных формаций и их мощности выделяются два структурно-вещественных комплекса: плитный (верхний триас — верхняя юра) и орогенный (верхняя юра — верхний мел).

О формациях самой нижней части плитного комплекса можно судить по верхнетриасовым образованиям Лено-Анабарской впадины [Дагис, Казаков, 1984]. Верхнетриасовые отложения имеют здесь четко выраженную ритмично-слоистую структуру с двумя циклами. Поверхности перерывов в основании каждого цикла можно рассматривать как границы формаций и выделять: песчано-алевролитовую формацию с последовательной сменой в ней морских отложений (оспайская свита) прибрежно-морскими и континентальными (немцовская свита) общей мощностью до 300 м и конгломерато-песчаниковую со сменой прибрежно-морских осадков континентальными (тумульская свита) общей мощностью до 30 м. Распространение верхнетриасовых формаций ограничивается, вероятно, контурами Лено-Анабарской впадины, так как в бортах Усть-Енисейской и Хатангской впадин наблюдаются только вулканогенно-осадочные формации нижнего триаса, а в глубоких частях этих впадин весь мезозой скважинами не вскрыт.

Нижне-среднеюрская формация залегает во всех описанных разрезах плитного комплекса Лено-Енисейского прогиба с размытым и местами с угловым несогласием на породах верхнего триаса или на нижнетриасовой эффузивно-туфогенной толще и на отложениях палеозоя. Юрско-меловая часть плитного комплекса сложена в основном морскими фациями. Вышележащие отложения мела представлены уже лагунно-континентальными фациями (предгорного прогиба), которые по латерали в Усть-Енисейской впадине сменяются морскими. Мощность юрско-мелового плитного комплекса до 5 тыс. м. Слоистая структура этих толщ Лено-Енисейского про-

гиба также характеризуется ритмичностью [Левчук, 1985]. Осадочные циклы разделены поверхностями перерывов, которые можно рассматривать как границы повторяющихся в разрезе морской песчано-глинистых формаций. Вверх по разрезу в наборе формаций появляются полимиктовая морская (пять циклов нижней — средней юры), терригенно-глауконитовая (волжско-готеривский цикл), мезомиктовая угленосная (валажнин-альбский цикл) и терригенно-глауконитовая (турон-маастрихтский цикл). В Усть-Енисейской и Хатагской впадинах терригенно-глауконитовая формация появляется в разрезе дважды.

В Лено-Анабарской впадине мезомиктовая угленосная формация появляется в разрезе на уровне баррема, имеет мощность до 1000 м и охватывает отложения до альб-сеномана включительно. Она залегает с разрывом, а местами и угловым несогласием (Малахетская антиклиналь) на отложениях готерива или с разрывом на различных горизонтах верхней и средней юры. По парагенезу пород, представленному чередованием разнообразных неслоистых песчаников и алевролитов с прослоями угля, по линзообразной форме обособления слоев и положению вдоль дизъюнктивных границ со складчатой областью формацию следует характеризовать как угленосную молассу (формацию предгорных прогибов).

В слоистой структуре Лено-Енисейского прогиба выделяются два структурно-вещественных комплекса. Плитный комплекс (юра — мел) по набору формаций тождественен Западно-Сибирскому и тесно с ним связан. Связь по латерали настолько тесная, что мы вправе рассматривать их как части единого мезозойского плитного комплекса Сибири, условно разделенного по положению в пространстве на отдельные прогибы и впадины. Орогенный комплекс (валажнин — баррем — альб) по набору формаций отвечает осадочному комплексу угленосных моласс. По характеру изменения мощности и формы пликвативных нарушений в плитном комплексе выделяются мульды, седловины, валы, моноклинали и другие формы, свойственные этому типу комплексов. Морфология орогенного (предгорного) комплекса охарактеризована хуже. Отмечаются только линейный характер тел и приуроченность их к приразломному борту прогиба.

Два структурно-вещественных комплекса наблюдаются и в других прогибах Сибирской платформы. Разрез плитного комплекса начинается в них с песчано-конгломератовой континентальной (верхний триас — нижняя юра) и песчано-глинистой морской (нижняя юра) формации, которые по латерали частью замещают друг друга [Структура..., 1985]. Песчано-конгломератовая формация (мощность варьирует в широких пределах до 400 м) распространена в западной части Вилюйского, в Предстановом и Предсаянском прогибах. Песчано-глинистая морская формация (нижняя юра) распространена почти повсеместно, изменяясь по мощности от 200 м (Вилюйская синеклиза) до 1 тыс. м (Предверхоанский прогиб). Выше залегает с перерывом глинистая морская формация (нижняя — средняя юра), которая изменяется по мощности от 50 до 100 м (Вилюйская синеклиза, Предверхоанский прогиб). По латерали в Пред-

верхоянском прогибе она замещается угленосной параллической (до 600 м), а в Предстановом и Предсаянском прогибах песчано-конгломератовой (до 300 м) формациями.

Вверх по разрезу глинистая морская формация постепенно сменяется угленосной параллической (средняя юра) мощностью до 300 м в Вилюйской синеклизе, до 1 тыс. м в Предверхоянском и до 600 м в Предстановом прогибах. В Вилюйской синеклизе и в Предверхоянском прогибе в интервале верхняя юра — нижний мел наблюдаются изменения в составе и структуре формаций, выражающиеся в появлении угленосной лимнической (верхняя юра — нижний мел) и песчано-глинистой континентальной (нижний мел) формаций. Этот новый структурно-вещественный комплекс может рассматриваться как орогенный (предгорный) комплекс.

Таким образом, переход от плитного к орогенному комплексу на Сибирской платформе фиксируется сменой морских и прибрежно-морских фаций (нижняя — средняя юра) на озерно-аллювиальные (верхняя юра — нижний мел). Эти качественные изменения в формационном составе сказываются на структуре и морфологии комплексов. Действительно, плитный комплекс Сибирской платформы образует плоское, изометрической конфигурации целостное геологическое тело, условно подразделяющееся на части по незначительному изменению мощности и характеру пликативных нарушений. Именно на этом основании можно выделять Лено-Енисейский и Ленский периплатформенные прогибы, Вилюйскую синеклизу, Иркутский и Южно-Алданский периплатформенные прогибы. Орогенный комплекс представлен дискретно обособляющимися линзообразными телами, приуроченными к дизъюнктивной границе со складчатыми областями. Именно на этом основании можно выделять системы впадин, группирующиеся в прогибы — Предтаймырский, Предверхоянский, Предстановой, Предсаянский, и называть их предгорными прогибами.

Яблоново-Становая складчатая область. Эта область отличается резким преобладанием изверженных пород над осадочными и глыбовым строением, обусловленным сетью разломов разной глубины заложения. Мезозойские геологические формации имеют прерывистое, «лоскутное» распространение и разделены обширными пространствами разновозрастных образований палеозоя и докембрия. Осадочные формации представлены молассоидами. Вулканогенный и интрузивный магматизм носит явно выраженный внутриконтинентальный, орогенный характер. Ряды мезозойских формаций полностью отвечают понятию «дейтероорогенный комплекс», поскольку накладываются на орогенные комплексы байкалид, каледонид и герцинид.

По совокупности осадочных и магматических формаций, разделенных угловыми несогласиями, дейтероорогенный комплекс подразделяется на структурные ярусы. Триас-нижнеюрский структурный ярус объединяет трахибазальтовую (богойская свита), трахит-трахилипаритовую (цаганхунтейская свита) формации. К этому же ярусу следует относить формации габбро-диоритовую (ичетуй-

ский, бичурский интрузивные комплексы) и щелочных гранитов (малокуналейский интрузивный комплекс). Нижне-среднеюрский структурный ярус включает трахибазальтовую формацию (ичегуйская, удинская, березовская, харюлгатинская свиты). К этому же ярусу относится сиенит-гранит-порфировая формация (дайковые и субвулканические комплексы типа бажигирского и нарынского). Верхнеюрский — нижнемеловой структурный ярус состоит из трахибазальтовой (хилокская свита) и песчано-алевролитовой угленосной (гусиноозерская серия) формаций. К этому же ярусу принадлежат формации диорит-гранитовая (добхорский, гуджирский, харалгинский комплексы) и щелочных гранитоидов (нерчуганский комплекс). Нижне-верхнемеловой структурный ярус включает конгломератовую (чандинская, сотниковская свиты), трахибазальтовую (цежейская свита), вулканогенную молассовую (ундытканская, филимонинская свиты) формации.

Основная форма обособления вулканогенно-осадочных формаций — приразломные впадины (грабены), группирующиеся в протяженные рифтовые системы. Наиболее ярко проявлена система впадин, связанных с Селенгино-Витимской, Тугнуйско-Хилокской, Чикой-Ингодинской зонами разломов. В целом мезозойская структура Яблоново-Становой области характеризуется развитием рифтов и связанных с ними субщелочных и щелочных гранитоидных формаций. Область представляет собой крупный линейный блок, ограниченный Байкало-Становым и Ононско-Шилкинским (Монголо-Охотским) глубинными разломами.

Верхояно-Чукотская складчатая область и Монголо-Охотский складчатый пояс. В составе и структуре мезозойского мегакомплекса этих областей четко распознаются геосинклинальный (верхний триас — верхняя юра) и орогенный (верхняя юра — мел) комплексы [Структура..., 1985]. Геосинклинальный комплекс включает два структурных яруса. В составе верхнетриасового структурного яруса выделяются песчаная олигомиктово-кварцевая, пестроцветная вулканогенно-терригенная и олистостромовая формации. Формация олигомиктово-кварцевых песчаников развита на западном крыле Верхоянского антиклинория. От подстилающих отложений она отделена поверхностью регионального (преднорийского) перерыва. Пестроцветная вулканогенно-осадочная формация распространена на восточном склоне Верхоянского антиклинория, в Сартангском синклинории, Южно-Верхоянском антиклинории. На юго-западном крыле Инъяли-Дебинского синклинория выделяются верхнетриасовые олистостромы.

Типичными формациями нижне-среднеюрского структурного яруса являются флишоидная терригенная и туфо-терригенная (до 2 тыс. м). В Верхне-Индибирском мегасинклинории к этому ярусу относится базальтовая формация (до 800 м). Флишоидный (тонкоритмичный) характер верхнетриасовых и юрских формаций наблюдается в Инъяли-Дебинском мегасинклинории. На Алазейском поднятии верхнетриасовые — юрские отложения (до 3 тыс. м) представлены песчано-алевролитовой формацией.

Итак, формационный ряд геосинклинального комплекса представлен в основном аспидной и флишевой формациями, залегающими на геосинклинальных и орогенных комплексах палеозоя — нижнего — среднего триаса, т. е. имеет миегеосинклинальный характер. Явных эвгеосинклинальных черт в триас-юрской структуре западной части Верхояно-Чукотской области не обнаруживается. По отдельным признакам магматизма к эвгеосинклинальным зонам могут быть условно отнесены Алазейская и Анюйская зоны, в которых зафиксированы проявления базальтового вулканизма.

Орогенный комплекс расчленяется на верхнеюрский (оксфорд-волжский), нижнемеловой (неокомовый), нижне-верхнемеловой (апт-сенонеманский) структурные ярусы. В формационном отношении он характеризуется развитием осадочных и вулканогенно-осадочных моласс. В частности, угленосная моласса выполняет Момский и Индигиро-Зырянский прогибы, в пределах Колымского и Охотского массивов выделены вулканические зоны. К орогенному структурному этажу относятся интрузивные формации. Во внутриконтинентальных цепочках гранитных батолитов Верхояно-Чукотской складчатой области и сопредельных районов, юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделяются два уровня гранитоидного магматизма — нижнемеловой и верхнемеловой. Нижнемеловые гранитоиды представлены гранодиоритовой формацией Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и гранитоидной формацией пестрого состава центральных частей мезозойских, верхнемеловые — гранит-лейкогранитовой формацией, распространенной в различных районах складчатой области.

Геосинклинальный и орогенный комплексы различаются формой обособления в пространстве, пликативными и дизъюнктивными нарушениями. Геосинклинальный комплекс образует линейно-деформированные геологические тела, в которых наблюдаются различные складчатые формы. Например, во внутренних частях Верхоянской антиклинальной и Яно-Индигирской синклинальной зон наблюдаются участки брахиформной, сундучной, гребневидной и моноклинальной складчатости. Зоны сложнодислоцированных тел тяготеют к границе с Сибирской платформой, а также к северному и юго-западному складчатым обрамлениям Колымо-Омолонского массива и расположены вблизи глубинных разломов, отделяющих платформенные блоки и массивы от геосинклинальных зон. Орогенный комплекс характеризуется сбросо-взбросовым типом нарушений и обособляется в форме приразломных впадин (грабен) и вулканических зон. Он непосредственно сменяет мезозойский геосинклинальный комплекс в слоистой структуре, т. е. является протоорогенным. Западная часть Верхояно-Чукотской области, в которой триас-среднеюрский геосинклинальный комплекс перекрывается верхнеюрским — нижнемеловым орогенным, рассматривается как зона ранних мезозойских. В пределах восточной части Верхояно-Чукотской области мезозойский геосинклинальный комплекс имеет более широкий стратиграфический интервал (до нижнего мела), а орогенный комплекс начинается с верхнего мела. Эти части от-

носятся уже к зоне поздних мезозойских, в которых в качестве протоорогенного комплекса выступает Охотско-Чукотский вулканический пояс.

В Монголо-Охотской области выделяются Восточно-Забайкальская, Верхне-Амурская, Зейская, Джагдинская и Западно-Приохотская зоны. Все зоны характеризуются общностью слоистой структуры мезозоя с четким подразделением ее на геосинклинальный (верхний триас — средняя юра) и орогенный (верхняя юра — нижний мел) комплексы.

Геосинклинальный комплекс всюду залегает на более древних герцинских образованиях и представлен аспидной (триас — нижняя юра) и флишоидной (нижняя — средняя юра) формациями; это позволяет считать комплекс многогеосинклинальным. Для понимания связи Монголо-Охотской области мезозойских с Сихотэ-Алинской наибольший интерес представляют Джагдинское и Западно-Приохотское звенья.

В пределах Джагдинского звена выделяются Западно-Джагдинская, Гагско-Сагайская и Ланская структурно-формационные зоны [Кириллова, Турбин, 1979]. В Западно-Джагдинской зоне аспидная формация (1,8 тыс. м) сложена муяканской свитой песчаников, алевролитов, кремнистых и зеленых сланцев. Флишоидная формация (6 тыс. м) представлена непской, курнальской и амканской свитами, сложенными в основном песчаниками и алевролитами. В Гагско-Сагайской зоне аспидная формация (3,5 тыс. м) норийского яруса состоит из полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и конгломератов. Флишоидная формация (2 тыс. м) средней юры представлена ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов.

В Западно-Приохотское звено включается Удско-Зейский и Торомский прогибы. Геосинклинальный комплекс, в целом тождественный по составу и структуре другим комплексам Монголо-Охотского пояса, перекрывается здесь морской молассовой формацией (верхняя юра) с прослоями каменных углей. Верхнеюрская моласса в Торомском прогибе может быть подразделена на «нижнюю» и «верхнюю». Нижняя морская моласса (верхняя юра) по составу является граувакково-аркозовой и залегает с угловым несогласием на геосинклинальном комплексе. Верхняя континентальная моласса (валанжин — готерив) без перерыва сменяет нижнюю и состоит из алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. К орогенному комплексу относятся также гранит-гранодиоритовые формации, локализованные в пределах поднятий и выступов.

Молассовый комплекс мезозойских прогибов Монголо-Охотской области мы характеризуем как протоорогенный и рассматриваем эту область как область ранних мезозойских. В Сихотэ-Алинской складчатой области стратиграфический интервал геосинклинального комплекса расширяется до верхней юры — нижнего мела, а в качестве орогенного здесь выступает вулканогенный комплекс Сихотэ-Алинского пояса. Следовательно, так же как и в Верхояно-Чукотской области, смена ранних мезозойских поздними происходит с запада на восток.

Общие вопросы мезозойской тектоники Сибири. Из общих вопросов, решение которых возможно на примере анализа структуры мезозоя Сибири, следует выделить вопрос о понятии «молодая платформа». Это понятие было предложено Н. С. Шатским [1938] и в дальнейшем определено А. Л. Яншиным [1965]. Однако его обоснованность оспаривается (Ю. М. Шейнманн, Т. Н. Спизарский и др.). Не удастся найти компромисса и в результате использования понятия «плита» [Соболевская В. Н., 1973], так как происходит подмена общего понятия более частным (плиты являются частями платформ). На неконструктивность такого решения вопроса обратил внимание Н. А. Крылов [1971].

Действительно, Западно-Сибирская плита является частью крупнейшей Центрально-Евразийской платформы, охватывающей не только Западную Сибирь, но и значительные части Казахстана, Средней Азии, Предкавказья, Крыма, Причерноморья, акватории Аральского, Азовского, Каспийского и Черного морей. Поэтому выделение Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит условно, так как чехол платформы имеет непрерывное распространение. В этом смысле в понятие «Центрально-Евразийская молодая платформа» следовало бы также включить Лено-Анабарскую и Вилюйскую плиты. Но тогда молодая платформа территориально перекроет древнюю платформу, и элементы древних платформ придется рассматривать как щиты молодых платформ.

Выход из этого противоречия находится на пути объемного тектонического картирования, при котором понятие «платформа» определяется как система, состоящая из связанных по латерали и вертикали геосинклинальных, орогенных и плитных комплексов. «Древняя платформа» имеет свой набор соответствующих комплексов, укладываемых в определенные стратиграфические рамки, а «молодая» — свой. В частности, Западно-Сибирская плита включает геосинклинальные, орогенные и плитные комплексы байкалид, каледонид и герцинид, мезозойские орогенные комплексы и мезозойский плитный комплекс. Существенным здесь оказывается характер взаимоотношений комплексов в пространстве. Слоистая структура осадочной оболочки формируется по чешуйчато-слоистому типу, при котором всегда имеется область перекрытия комплексов. Поэтому при площадном тектоническом картировании невозможно проведение вертикальных границ в пределах всей осадочной оболочки. На это было обращено внимание давно — при определении границ древних платформ. Проводя границы платформ по фундаменту, мы «разрезаем» чехол, и, наоборот, попытки провести границы по чехлу выводят в области, которые к древним платформам отношения уже не имеют. Такая же ситуация наблюдается и при определении площадных границ молодых платформ.

Слоистая структура осадочной оболочки на уровне тектонических комплексов гораздо сложнее, чем модель площадного тектонического картирования. В реальной слоистой структуре элементы молодой платформы могут находиться в разных отношениях с элементами древней. В частности, в Сибири мы наблюдаем залегание

мезозойского плитного комплекса на палеозойском плитном комплексе, верхнепалеозойский — нижнемезозойский и мезозойский орогенные комплексы накладываются на разные комплексы, в том числе и на плитный палеозойский. Выявить эти сложные соотношения можно только на основе объемного тектонического картирования и профилирования. При этом обнаруживается много общих черт в структуре «молодых» и «древних» платформенных систем, которые объединяются общим понятием «платформа».

Общность проявляется в одинаковом составе комплексов и последовательности их в разрезе. Обычно эту общность усматривают в наличии фундамента и чехла. Геологическая структура тел, слагающих фундамент и чехол, и их взаимоотношения в этом случае не учитываются. Вместе с тем понятие «фундамент» объединяет разнородные комплексы. Например, фундамент молодой Западно-Сибирской платформы содержит палеозойские плитные комплексы (Приенисейская зона), геосинклинальные комплексы байкалид, каледонид и герцинид (Приуральская, Приказахстанская, Приалтайская зоны), палеозойские орогенные комплексы (в структурах типа Минусинского и Тувинского межгорных прогибов), верхнепалеозойские — нижнемезозойские комплексы Восточно-Уральского, Уренгойско-Колтогорского рифтов.

Неоднороден по составу и структуре и чехол платформ. Например, в чехол Сибирской платформы включается верхнепалеозойская — нижнемезозойская тунгусская серия, юрско-меловой комплекс Лено-Анабарского и Вилюйского прогибов. Но тунгусская серия является эквивалентом орогенного комплекса Западно-Сибирской платформы (туринская серия), а юрско-меловой комплекс Хатангского и Вилюйского прогибов — это непосредственное продолжение Западно-Сибирского плитного комплекса в пределы Сибирской платформы. Эти комплексы залегают на плитном комплексе древней платформы с несогласием и стратиграфическим перерывом, что подчеркивает и их «аллохтонность» по отношению к древней платформе. «Промежуточный этаж» молодых платформ также объединяет в себе разнородные комплексы. В частности, в Западной Сибири в «промежуточный этаж» попадают палеозойский плитный комплекс, орогенный комплекс межгорных прогибов, приразломных впадин и др. Поэтому при объемном тектоническом картировании структурный анализ следует проводить на уровне тектонических комплексов.

В современном языке тектоники существуют два смысла термина «платформа».

1. При площадном тектоническом районировании он обозначает область с условными границами, в пределах которой существенно развит плитный комплекс. Более точно такие области следовало бы называть «платформенными областями», противопоставляя их «складчатым областям», в которых существенно развиты геосинклинальные и орогенные комплексы. Условность границ между складчатыми и платформенными областями вызвала необходимость при площадном тектоническом районировании выделять пограничные

области — краевые, предгорные прогибы, краевые поднятия и т. п.

2. При объемном тектопическом картировании термин «платформа» обозначает систему комплексов с естественными границами. Более точно такие крупные тела в слоистой структуре следовало бы называть «платформенными системами». В пределах Сибири выделяются «древняя» и «молодая» платформенные системы. Термины «древняя» и «молодая» отражают стратиграфический интервал тектонических комплексов, образующих эти системы.

При анализе мезозойской тектоники Сибири родилось понятие «дейтероорогенный комплекс» [Боголепов, 1967] и выделены южно-сибирские области дейтероорогенеза [Очерк тектоники..., 1974]. Повторный орогенез, или дейтероорогенез, является существенной чертой мезозойской структуры Сибири. Явление состоит в развитии в областях палеозойской и даже докембрийской складчатости (Алданский щит) систем мезозойских впадин и грабенов вулканических и интрузивных поясов. Яркий пример — мезозойский рифт Яблоново-Становой складчатой области.

Взаимоотношения орогенных комплексов мезозойских с комплексами соответствующих платформ и складчатых областей отражают закономерности чешуйчато-слоистой структуры осадочной оболочки. Они проявляются во взаимоотношениях плитных комплексов молодых платформ с плитными комплексами древних платформ (например, Лено-Анабарский и Вилюйский прогибы Сибирской платформы). По аналогии комплексы этих прогибов можно было бы назвать «дейтероплитными», подчеркивая повторение в разрезе платформ нескольких плитных комплексов. Но определяющей здесь выступает связь мезозойских комплексов по латерали, поскольку тогда становится очевидным, что мы имеем дело с одним и тем же плитным комплексом.

В случае с дейтероорогенными комплексами Яблоново-Становой области кроме фиксации их «вторичности» по отношению к байкалидам, каледонидам и герцинидам важно подчеркнуть их связи с комплексами мезозойских платформ. При объемном тектопическом картировании принципиальных различий между «протоорогенными» комплексами в области мезозойских платформ и «дейтероорогенными» комплексами палеозойских платформ не обнаруживается.

По аналогии с «резонансно-тектоническими структурами» [Пущаровский, 1969] В. А. Соловьев предлагает при объемном тектопическом картировании для отражения связей орогенных комплексов по вертикали использовать термин «дейтероорогенный», а по латерали — «резонансноорогенный».

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС

Карта неотектонического мегакомплекса характеризует неоструктуру этого региона. Ей предшествовали такие известные издания, как «Карта новейшей тектоники СССР» в масштабе 1 : 5 000 000 под

редакцией С. С. Шульца и Н. И. Николаева [1959] и под редакцией Н. П. Николаева [1981], «Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири» в масштабе 1 : 2 500 000 под редакцией Н. А. Флоренсова и И. П. Варламова [1978], а также ряд региональных карт, выходявших в свет в разные годы.

Обилие картографических изданий поставило перед авторами «Карты неотектоники Сибири» сложную задачу — показать новейшую структуру региона через призму современных геотектонических концепций и одновременно полнее использовать новый геологический материал, полученный за последние примерно 10 лет.

В легенде карты отражены роль вертикальных и горизонтальных движений земной коры в создании тех или иных неоструктурных комплексов и время начала кайнозойских (неотектонических) движений. Такой подход к анализу неотектоники отличает данную карту от ее предшественниц. Современная изученность Сибири такова, что трактовка отдельных неоструктурных комплексов на карте не везде однозначна и бесспорна. Поэтому авторы обратили внимание не столько на уже решенные вопросы, сколько на нерешенные и во многом дискуссионные. В основу карты положены динамоструктурный (отображение структуры через движения коры) и возрастной принципы, при этом она сохраняет традиционную структурную нагрузку, выраженную посредством изолиний амплитуд вертикальных движений коры и внемасштабных знаков. Характерной чертой карты является количественный подход к анализу геологической информации, а именно — к классификации разломов, оценке амплитуд движений, выбору шага изолиний и т. д. Это позволяет использовать карту для различных прогностических целей, геолого-геофизического, историко-геологического, геодинамического и других видов анализа развития тех или иных геологических процессов. Единственный знак на карте, пока не достаточно обеспеченный количественной характеристикой, — горизонтальные движения коры. Это результат слабой еще изученности проблемы, и пока лишь по косвенным данным можно судить о том, что горизонтальные перемещения превышают по амплитудам вертикальные примерно в 1,5—3 раза.

К нерешенным следует отнести такие вопросы, как совершенствование методического аппарата количественной оценки горизонтальных движений, уточнение возрастных рамок неотектонических движений, установление соподчиненности движений разных типов, выявление временных рамок максимальной интенсивности этих движений в разных регионах, разработка интегральных количественных показателей активности литосферы на неотектоническом этапе ее эволюции и ряд других вопросов.

Принципы и методика составления карты. В основу карты положены динамоструктурный и возрастной принципы, позволяющие оценить роль горизонтальной и вертикальной составляющих тектонических движений земной коры в формировании новейших тектонических структур и время начала этих движений [Логачев и др., 1981].

По типам и направленности неотектонических движений выделены области с различной степенью проявленности вторичных вертикальных и горизонтальных движений, установленных на фоне первичных горизонтальных движений крупных литосферных блоков. Поэтому специальные условные знаки предусмотрены для вертикальных и горизонтальных движений земной коры. Первые показаны в традиционном ключе изолиниями амплитуд, а вторые — различными типами штриховок. Цвет указывает время начала этих движений, а его тональность отражает их интенсивность. Это позволило выделить области преимущественного проявления вторичных вертикальных, вторичных горизонтальных движений и их совместного проявления. Однако величины суммарных амплитуд горизонтальных движений не везде могут быть оценены количественно, и поэтому было принято решение показывать штриховками только области проявления того или иного типа вторичных горизонтальных движений.

Вертикальные движения подразделяются на два подтипа — восходящие и нисходящие. Направленность вектора определяется относительно исходной (опорной) поверхности. От той же поверхности отсчитываются и амплитуды движений. Возраст или время начала движений установлены из анализа ярусности рельефа дневной поверхности и структуры коррелятивных осадочных толщ в депрессиях. Время начала (цвет) и амплитуда движений (интенсивность цвета) легли в основу этого раздела легенды.

Горизонтальные движения подразделялись на три типа: раздвиговые, сдвиговые и взбросо-надвиговые, каждому из которых соответствует индивидуальная штриховка. Определение типа проводилось на основе геологических и сейсмологических данных о полях напряжений, подвижек по разломам, наклонов штрихов тектонического скольжения в плоскостях разломов, смещений кайнозойских осадочных комплексов и форм рельефа, а также геологических (стратиграфических) маркеров. Использование принципиально различных знаков для отражения вертикальной и горизонтальной компонент движений обеспечило возможность их наложения друг на друга.

Количественный подход к оценке амплитуд вертикальных движений и их изображение с определенным шагом изолиний не позволяют показать на карте все без исключения элементы новейшей структуры. Поэтому легендой предусмотрены немасштабные знаки, которые подчеркивают некоторые детали неоструктуры и позволяют разделить мелкие структурные элементы по их генетической принадлежности.

Важными характеристиками тектонической активности являются вулканизм и сейсмичность. Области распространения синхронного неотектоническим движениям вулканизма целиком и полностью приурочены к высокоактивным районам Сибири, где наиболее структурно выражены именно горизонтальные движения земной коры и литосферы. Здесь же сконцентрированы все инструментально зарегистрированные землетрясения, формирующие Саяно-Байкальский,

Становой и Лаптевско-Колымский внутриконтинентальные сейсмические пояса. Однако интенсивность землетрясений в названных поясах не одинакова. В наиболее сейсмоактивном из них, Саяно-Байкальском, на карту нанесены эпицентры землетрясений $M \geq 5$, в других — менее сильные землетрясения.

Особое место в изучении неотектоники занимает выбор нуля отсчета амплитуд вертикальных движений. Этот вопрос до сих пор остро дискутируется. Предлагалось вводить фиксированную поправку за разницу между современным и древним (на начало проявления неотектонических движений) уровнями Мирового океана. Однако закономерности этих колебаний пока недостаточно изучены. Поэтому на карте сохранен современный уровень моря. Традиционно принято вводить отрицательные фиксированные поправки за исходную высоту поверхности выравнивания над современным уровнем моря. Однако для больших территорий сделать такую операцию сложно, так как порой существует несколько геолого-геоморфологических оценок исходных высот поверхности. Есть основание предполагать, что выполненные оценки свидетельствуют о неровности (изрезанности) опорной поверхности, деформированной впоследствии молодыми движениями.

Примером может быть Средне-Сибирское плоскогорье, в пределах которого в разные годы разными авторами в северных, центральных и южных районах отмечалось изменение высот исходной поверхности от 60—80 до 400—500 м [Ламакин, 1968; Плоскогорья..., 1971; Крауш, 1973; Пемиров, 1976; и др.]. Это, вероятно, результат плавного повышения рельефа поверхности выравнивания с севера на юг, обычно не учитываемого. При изучении вопроса о характере рельефа поверхности выравнивания установлено, что в какой-то мере в качестве опорной может быть принята базисная поверхность рек, заведомо существовавших до начала неотектонических движений.

Этот методический прием был ранее предложен В. П. Философовым [1975] и детально обсуждался для горных районов Сибири [Региональная неотектоника Сибири, 1983; Геология..., 1984]. При этом исследовались лишь нижние и средние части долин, где их предельный профиль может быть аппроксимирован линейными функциями. Верховья же рек выполняют существенно иные геоморфологические функции, связанные с осуществлением попятной эрозии, и условие пропорциональности врезов амплитудам движений практически не выполняется. Эта сторона вопроса обсуждалась ранее [Николаев Н. И., 1962; Костенко, 1974; Кучай, 1976]. Для оценки амплитуд вертикальных движений высоты рельефа исходной поверхности были вычтены из схем рельефа деформированной неотектоническими движениями исходной поверхности, построенной путем интерполяции высот ее фрагментов в современном рельефе.

Новый в сравнении с предыдущими картами элемент — время начала неотектонических движений. Впервые он был отражен на карте неотектоники региона БАМ [Геология..., 1984]. На карте «Атласа...» представилось возможным определить возраст неоструктур-

ных комплексов на существенно большей территории. Оценки этого критерия районирования не бесспорны. В ряду случаев, и это касалось в основном пограничных зон между областями с различным возрастом начала движений, авторам так и не удалось припять окончательного решения, к какому возрастному этапу отнести ту или иную зону. В связи с этим было решено показать такие зоны в качестве «переходных», как по времени начала активизации, так и их неоструктурному рисунку. О целесообразности выделения таких зон ранее указывал А. Г. Золотарев [1974].

Таким образом, карта является принципиально новой геологической разработкой, построенной на современном фактическом материале и базирующейся на современных геотектонических воззрениях на эволюцию литосферы.

Возраст неотектонической структуры Сибири. Основой неотектонического картографирования, заложенной еще в первых изданиях неотектонических карт, является анализ кайнозойских осадочных и осадочно-вулканогенных формаций в сопоставлении с этапностью становления рельефа поверхности. Несомненным подспорьем в этой области стало издание в 1972 г. «Карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР». Использование материалов этой карты, существенно дополненных геологическими данными о кайнозойских осадках, изученных за последние годы, позволило в первом приближении оценить возраст новейшей структуры Сибири, а точнее — определить время начала движений коры, приведших к формированию этой структуры.

В палеоцен-эоцене по имеющимся данным о кайнозойских осадочных формациях неотектонические движения начали проявляться в пределах Алтая, предположительно на Таймыре и островах Северная Земля. Время вовлечения Алтая в неотектоническую активизацию определяется по несогласному залеганию на мезозойских отложениях и корях выветривания осадков палеоцена и эоцена в Кулундской и Зайсанской впадинах, а также ряде разрезов в Горном Алтае [Адаменко, 1974; Растворова, 1973; Богачкин, 1981; Региональная неотектоника, 1983; и др.]. Время активизации неотектонических движений на Таймыре может быть оценено по его структурному положению в ансамбле рифтогенных структур Арктического бассейна. Возраст последнего по палеомагнитным данным [Карасик и др., 1982] и по результатам геолого-геофизических исследований на арктическом шельфе [Моря..., 1984] оценивается примерно 54 млн. лет (эоцен). Формированию Арктического рифта предшествовала стадия континентального развития. Поэтому ориентировочно возраст неотектонического мегакомплекса Таймыра и островов Северной Земли можно датировать палеоценом — эоценом.

В позднем эоцене начали активизироваться неотектонические движения в пределах *Западного Саяна* и *Байкальской горной области*. Время их проявления определяется по возрасту коры выветривания и осадочных ритмов в основании разреза кайнозойских осадков в Байкальской впадине и Западной Монголии [Логачев, 1968; На-

горья..., 1974; Файзулина, Козлова, 1966; Девяткин, 1981; Геология..., 1984; Домбровская, 1973; Золотарев, 1974; и др.].

В олигоцене в неотектоническую активизацию были вовлечены обширные пространства *Средне-Сибирского плоскогорья, Амуро-Зейской впадины, Буреинского хребта* и частично *Верхояно-Колымский регион*, включая в основном неотектонический мегакомплекс, развившийся на Колымском и Омолонском древних срединных массивах. На это указывает несогласное залегание олигоценовых осадков на разновозрастном подстилающем субстрате в отрицательных структурах различных районов Восточной Сибири [Плоскогорья..., 1971; Юг Дальнего Востока, 1972; Структура..., 1976; Геология Якутской АССР, 1981; и др.].

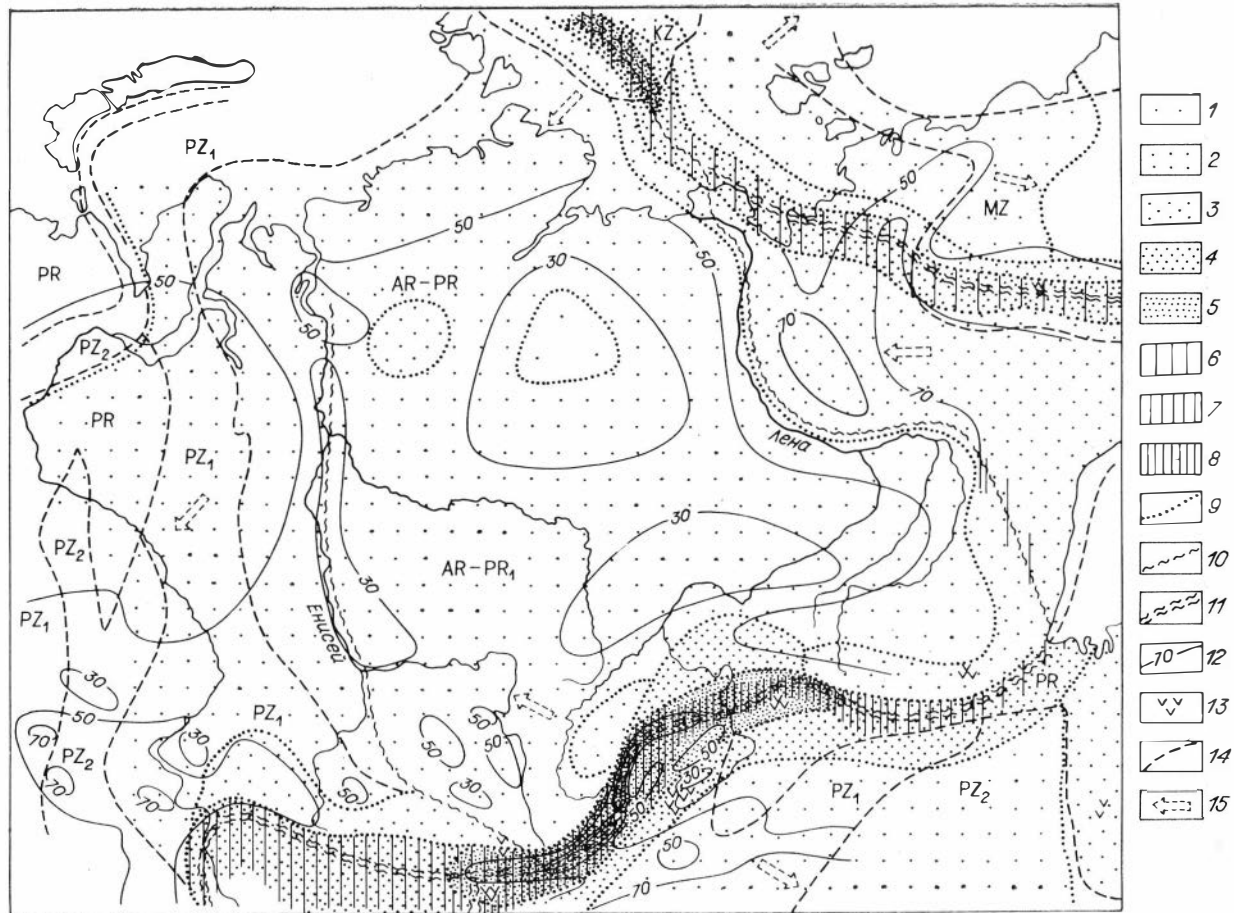
В миоцене неотектонические движения начали проявляться в пределах *Забайкалья, Верхоянья, Сетте-Дабана, в Восточном Саяне* и на территории *Западной Сибири*. Вывод о возрасте движений в названных регионах, кроме Западной Сибири, базируется на несогласном залегании осадков неогена на подстилающих древних комплексах [Логачев и др., 1964; Нагорья..., 1974; Юг Дальнего Востока, 1972; Региональная неотектоника Сибири, 1983; Геология Якутской АССР, 1981; и др.]. В Западной Сибири неогеновый возраст новейшей структуры соответствует не истинному времени начала неотектонических движений, а возрасту опорной поверхности, выбранной за основу при расчете амплитуд движений. Это обусловлено фрагментарной изученностью более древних опорных поверхностей [Варламов и др., 1970; Региональная неотектоника Сибири, 1983].

Возрастное расчленение неотектонических комплексов *Арктической рифтовой зоны* определено недостаточно надежно, в основном по палеомагнитным данным [Моря..., 1984]. Здесь выделяются линейные разновозрастные области.

Раннекайнозойский комплекс Арктического рифта представлен в двух близко параллельных прогибах, расположенных у подножий континентального склона и хр. Ломоносова. Они выполнены мощной толщей позднемеловых — кайнозойских отложений. Среднекайнозойский комплекс развит в структурах глубоководных котловин Амундсена и Нансена, выполненных палеоген-четвертичными отложениями. Позднекайнозойский комплекс включает в себя область срединно-океанического хребта с осевым рифтогенным желобом, осадочный покров в пределах которого представлен образованиями неоген-четвертичного возраста.

Таким образом, анализ кайнозойских формаций в связи с этапностью становления рельефа позволяет считать, что неотектонические движения начали проявляться не одновременно на обширных пространствах Сибири.

Неотектонические движения. Легенда карты предусматривает районирование неотектонических структур Сибири и по типам движения земной коры. Напомним, что на ранее издававшихся картах ведущая роль отводилась вертикальным движениям, тогда как горизонтальные если и отмечались, то знаками второстепенными,



отнесенными к отдельным зонам разломов. На карте «Атласа...» районирование проводилось по преобладающему структурно выраженной типу движений. При таком подходе вертикальные и горизонтальные движения выступают как равноправные составляющие единого тектонического процесса. Основой районирования послужили результаты структурно-геологических исследований в зонах разломов, изучения складчатых деформаций в кайнозойском осадочном чехле, анализа поля напряжений, изученного структурно-геологическим и сейсмологическими методами, и другие материалы. Территория Сибири по типу преобладающих движений подразделена на области с ведущей структурно выраженной вертикальной и горизонтальной компонентами движений. Рассмотрим их последовательно.

Области преобладания структурно выраженных вертикальных движений коры. К этим областям отнесены Западно-Сибирская, Сибирская новейшие платформы, Амуру-Зейская новейшая плита и поднятия, возникшие на Буреинском массиве, Забайкальская область умеренного горообразования и неоструктурные комплексы, развившиеся на фоне Колымо-Омолонского срединного массива. Характерная черта регионов — широкое развитие структурных элементов, возникших в результате преимущественно вертикальных движений при подчиненном значении горизонтальных. Последние проявляются главным образом вдоль отдельных разломов зон и характеризуются небольшими суммарными кайнозойскими смещениями. Основными структурными элементами служат изометричные в плане поднятия и депрессии, реже линейные валы и прогибы различного масштаба. В формировании неотектонических комплексов принимают участие немногочисленные малоамплитудные разломы типа сбросов и взбросов, часто достаточно протяженные. Так как в большинстве случаев неотектонические структуры этих регионов формируются на плитном комплексе платформ, то особую важность приобретают исследования, ориентированные на выявление и установление степени активности разломов в фундаменте. В связи со сказанным коротко остановимся на общей характеристике и основных особенностях неоструктурных комплексов каждой из областей (рис. 12).

Западно-Сибирская новейшая платформа представляет собой упорядоченный комплекс неотектонических структур. В ее центральной части располагаются депрессии с амплитудами погружения «опорной» поверхности до немногим более 100 м, которые образуют цепочку, вытянутую от предгорий Алтая до Обской Губы. Они разделены поперечными (субширотными) перемычками с амплиту-

Рис. 12. Схема геодинамической активности литосферы на территории Сибири. 1—5 — степень активности литосферы: 1 — очень низкая, 2 — низкая, 3 — средняя, 4 — высокая, 5 — очень высокая; 6—8 — максимальная магнитуда известных землетрясений (сейсмический потенциал): 6 — менее 4, 7 — 4—6, 8 — более 6; 9 — границы областей с разной степенью активности литосферы; 10, 11 — границы литосферных блоков: 10 — слабоактивные, 11 — высокоактивные; 12 — изолинии плотности теплового потока, мВт/м²; 13 — области проявления кайнозойского магматизма; 14 — границы участков континентальной земной коры разного возраста; 15 — предполагаемое направление относительного горизонтального смещения литосферных блоков.

дами восходящих движений до 100—150 м. В основном же поднятия обрамляют Западно-Сибирскую новейшую плиту с востока и запада, где амплитуды положительных движений достигают 250 м и более.

В фундаменте платформы прослеживаются протяженные зоны разломов, но амплитуды кайнозойских смещений по ним не велики. Особый интерес представляет система глубинных разломов, протягивающихся с юга на север почти в осевой части новейшей платформы. Они трассируют предполагаемую докайнозойскую рифтовую структуру. Однако в неоструктурном плане система отражения не находит. Области максимальных кайнозойских опусканий существенно смещены относительно оси этой зоны к западу.

Несмотря на большую площадь, Западно-Сибирская новейшая платформа представляет собой монолитную неоструктурную форму, созданную вертикальными неотектоническими движениями. Горизонтальные движения проявлены вдоль отдельных зон разломов в фундаменте в виде сдвиговых и надвиговых дислокаций. Наиболее крупным неоструктурным элементом новейшей платформы, возможно образовавшимся под влиянием горизонтальных движений в сочетании с вертикальными, является Енисейская впадина. Она узким линейным прогибом располагается вдоль морфологически выраженного края новейшей Сибирской платформы и, вероятно, в своем развитии сопряжена с Енисейским глубинным разломом, проявляющимся в кайнозое как взброс (?).

Сибирская новейшая платформа в отличие от предыдущей представляет собой более сложное в неоструктурном плане образование. Здесь выделяются большие по площади поднятия (новейшие антеклизы), валы и прогибы. Неоструктурный план грубо наследует структурные элементы древней Сибирской платформы. Из наиболее крупных новейших антеклиз следует упомянуть Путоранскую, Анабарскую, Верхоленскую и Алданскую. Эти структурные элементы разделяют близкие по размерам депрессии (синеклизы): Ангаро-Вилуйская, Усть-Алданская, Центрально-Якутская. В отличие от Западно-Сибирской плиты новейшая Сибирская платформа характеризуется более дифференцированными тектоническими движениями. Так, в Усть-Алданской впадине амплитуды новейшего опускания превышают 1000 м, а на поднятиях Путорана и Алданского щита амплитуды восходящих движений достигают 1200 м. Наряду с пликативными структурами широко развиты и блоковые, особенно в тех районах, где на поверхности обнажается фундамент плитного комплекса.

Разломы в неоструктуре платформы играют существенную роль, однако амплитуды смещений по ним в целом незначительны и оцениваются главным образом десятками метров. Многие из разломов фундамента отражаются в новейшей структуре пликативными формами — новейшими флексурами. Примером может быть флексуобразная ступень, отделяющая на севере Сибирскую платформу от Енисей-Хатангской депрессии, или флексуобразная ступень, ограничивающая на востоке поднятие Путорана.

В целом неструктурный ансамбль создан преимущественно вертикальными неотектоническими движениями при подчиненной роли горизонтальных. Последние в основном связаны со сдвиговыми и взбросо-надвиговыми смещениями по разломам, развитым в плитном комплексе. Локальные области проявления горизонтальных движений наблюдаются только на северо-западном склоне Путоранского и северо-западнее Верхне-Ленского поднятий. Так, на северо-западном склоне Путоранского поднятия развита система грабенов, вероятно образовавшаяся в результате растяжения верхних горизонтов земной коры (раздвига). Другая локальная область характеризуется проявлением взбросо-надвиговых движений (долина р. Непя). Здесь подверглись «омоложению» взбросы и надвиги, широко распространенные в чехольных складках Непской зоны. Происхождение последних связывают [Рязанов, 1973] со сдвиговыми перемещениями по разломам в фундаменте платформы.

Таким образом, новейшая структура Сибирской платформы обусловлена преимущественным проявлением вертикальных движений земной коры. Горизонтальные движения в поверхностной структуре выражены слабо.

В пределах Верхояно-Колымского региона область преимущественного проявления вертикальных движений земной коры охватывает почти полностью территорию Колымского срединного массива. Отличительная черта этой области заключается в том, что ее южная часть располагается в пределах суши, а северная формирует шельф Восточно-Сибирского моря. В целом вся область характеризуется «вялыми» вертикальными движениями с положительными амплитудами до 500 м и отрицательными — немногим более 1000 м.

Роль разломной тектоники в новейшей структуре недостаточно изучена. Области поднятий и опусканий имеют расплывчатую в плане форму, что говорит скорее о слаборазвитой на кайнозойском этапе разломной структуре региона. Некоторая линейная упорядоченность структурных форм наблюдается на шельфе [Моря..., 1984], где новейшая структура унаследованно развивается с докайнозойского времени. Мелкомасштабные горизонтальные движения, возможно, есть, но сведения о них практически отсутствуют.

Областью преимущественного развития вертикальных неотектонических движений земной коры является и Забайкало-Буреинская, включающая районы Западного и Восточного Забайкалья (Забайкальская подобласть умеренного горообразования), новейшей Амуру-Зейской плиты и формы, возникшие на древних структурах Буреинского массива. Эти районы, хотя и объединяются в одну область, отличаются друг от друга характером проявления движений. Так, Забайкальская подобласть умеренного горообразования характеризуется исключительной упорядоченностью линейных впадин и поднятий, причем и те и другие развиваются на фоне общих восходящих движений. Ранее было замечено [Нагорья..., 1974], что рост поднятий сопровождается ростом их площадей за счет постепенного сокращения впадин, а в целом неструктурный комплекс Забайкалья представляет собой сложно построенный, широкий

и протяженный прогиб. В его осевой части амплитуды восходящих движений едва достигают 500 м, тогда как на крыльях они увеличиваются до 1000 м и более.

Подобласти новейшей Амуро-Зейской плиты свойственно проявление преимущественно нисходящих движений с амплитудами до 500 м. Фундамент раздроблен на сравнительно небольшие блоки, движения которых отражены в плитном комплексе.

Неоструктурам Буреинского массива присущи устойчивые восходящие движения с амплитудами до 700—1000 м. Создается впечатление, что Амуро-Зейская новейшая плита и структуры Буреинского массива образуют единое целое — большой литосферный блок, который в западной части опускается, в восточной — поднимается. Шарнирный характер перемещения сохраняется на протяжении всего этапа неотектонической активизации. Его подтверждает стабильный снос обломочного материала с поднятий Буреинского массива во впадину новейшей Амуро-Зейской плиты. При этом погружение последней, вероятно, время от времени сменялось небольшими подъемами, как это наблюдалось в плейстоцене. Развитие неоструктурного комплекса Буреинского массива сопровождалось (особенно в юго-восточной части) вулканизмом. Площади, занятые вулканитами, и размеры отдельных полей незначительны. Фрагменты покровов тяготеют к восточным границам древнего Буреинского массива.

Горизонтальные движения в пределах Забайкало-Буреинской области выражены фрагментарно только вдоль глубинного Монголо-Охотского разлома. Они носят левосдвиговый характер и прослеживаются в пределах области на сравнительно небольшом отрезке. Их следы как будто бы исчезают в районе слияния рек Шилка и Аргунь, но затем вновь появляются на юго-западе, начиная примерно от северо-восточного замыкания Хэнтэй-Даурского свода и прослеживаются в Северной Монголии.

Области преобладания структурно выраженных горизонтальных движений коры. Как уже отмечалось, эти области представляют собой сравнительно узкие и достаточно протяженные пояса. Располагаются они главным образом между областями преимущественного проявления вертикальных движений. В рамках карты выделяются пять протяженных поясов — Алтае-Саянский, Байкало-Становой, Верхояно-Сетте-Дабанский, Момо-Селенняхский и Арктический (см. рис. 12).

Горизонтальные движения в зависимости от ориентировки осей главных нормальных напряжений в земной коре и морфолого-генетических типов разломов, участвующих в структуре, объединены в три основные группы: раздвиговые, сдвиговые и взбросо-надвиговые. Первые характеризуются ориентированными вкрест структур векторами растягивающих напряжений, вторые — косо ориентированными векторами растягивающих и сжимающих напряжений и последние — ориентированными вкрест простигания структур векторами сжимающих напряжений. Этим группам соответствуют следующие морфолого-генетические типы разломов: раздвиговым движениям — сбросы и сдвиго-сбросы; сдвиговым движениям — сдвиги,

сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги; взбросо-надвиговым движениям — взбросы, надвиги и сдвиги-взбросы.

Алтае-Саянский пояс представляет собой сложно построенный подковообразный в плане неоструктурный ансамбль, возникший в результате одновременного проявления вертикальных и горизонтальных неотектонических движений. Амплитуды вертикальных движений колеблются от 1000 до 3000 м. Высокоамплитудные поднятия как бы обрамляют небольшие районы, отстающие в своем развитии, амплитуды поднятий в пределах которых достигают 1000 м. Эти изометричные в плане районы рассматриваются как внутренние депрессии, к которым относятся Тувинская, Тоджинская и Окинская. Они обрамлены разломами, по которым наряду с вертикальными осуществлялись и горизонтальные движения [Левин, 1981]. Горизонтальные движения по разломам отмечены в Восточном Саяне [Соотношение..., 1979] — вдоль северного фаса хр. Обручева [Гросвальд, 1965], в Алтае и Западном Саяне [Региональная неотектоника Сибири, 1983]. Амплитуды горизонтальных движений приблизительно были оценены только в пределах Восточного Саяна, где леволатеральная сдвиговая компонента смещений вдоль разломов северо-западного простирания примерно в 2,5 раза превышает вертикальную [Соотношение..., 1979].

В этом поясе преобладают взбросы, надвиги и взбросо-сдвиги. Сбросы носят исключительно подчиненный характер. На современном этапе развития направленность горизонтальных движений сохраняется, судя по анализу поля напряжений в земной коре, изученного сейсмологическими методами [Мишарина и др., 1974; и др.]. Анализ направленности сдвиговых дислокаций по разломам, обрамляющим внутренние депрессии, указывает на то, что в процессе развития блоки поднятий как бы «обтекают» относительно жесткие и монолитные блоки этих депрессий. Упорядоченность блоковых структур внутри Алтае-Саянского пояса, вероятно, свидетельствует о квазивязком течении и «торопении» горных масс, сопровождающихся раздавливанием и выжиманием ряда клиновидных в плане блоков по нормали к векторам действующих напряжений сжатия (например, ряд структур Алтая).

Байкало-Становой пояс включает в себя Байкальскую рифтовую зону и поднятия Станового хребта. Первая имеет сложное строение. Здесь различаются три сопряженных комплекса новейших структур (фрагментов пояса): Юго-Западный фланг, Центральная часть и Северо-Восточный фланг рифтовой зоны. В плане проявления вертикальных движений коры здесь целесообразно выделить рифтогенный желоб, средняя ширина которого составляет 50 км, длина 1500 км, обрамляющие его поднятия (плечи рифта, противоподнятия, предрифтовые поднятия — по разным авторам) и располагающиеся с внешних сторон последних неглубокие прогибы. Средняя ширина пояса в пределах Байкальской рифтовой зоны составляет около 200 км. Амплитуды нисходящих движений в рифтогенном желобе колеблются от 1500 до 6000 м (во впадинах желоба), восходящих — 1000—1500 м (в разделяющих впадины перемычках). Амплитуды

восходящих движений в обрамляющих поднятиях варьируют от 1000 до 2500 м, а в сопряженных с ними прогибах не превышают 300—500 м.

Горизонтальные движения, суммарная амплитуда которых, по различным авторам, не превышает 20 км, целесообразно рассматривать по фрагментам пояса. На Юго-Западном и Северо-Восточном флангах рифтовой зоны ведущим типом движений являются леволатеральные сдвиги в различной комбинации со сбросами. «Чистые» сбросы проявлены в подчиненном количестве.

В Центральной части рифтовой зоны преобладают раздвиговые движения и сбросы с небольшой сдвиговой компонентой, обычно составляющей 15—20% вертикальной. По аналогии с океаническими рифтами фланги Байкальской рифтовой зоны рассматриваются в качестве зарождающихся трансформных разломов [Шерман, Леви, 1978].

Становой сектор Байкало-Станового пояса включает в себя поднятия хребтов Становой и Джугджур, прогиб с двумя крупными впадинами — Верхне-Зейской и Удской, поднятия хребтов Янкан, Тукурингра, Джагды. Структура сектора напоминает структуру Байкальской рифтовой зоны тем, что здесь также выделяется осевой прогиб, обрамленный поднятиями, и фрагментарно с внешних сторон этих поднятий прослеживаются небольшие краевые прогибы.

Амплитуды нисходящих вертикальных движений в осевом прогибе оценены [Юг Дальнего Востока, 1972] в Верхне-Зейской впадине в 500 м, амплитуды восходящих движений в обрамляющих поднятиях составляют 1000—1500 м, в краевых прогибах они не определены.

Горизонтальные движения носят характер леволатеральных взбросо-сдвигов. Они изучены в зонах разломов вдоль южного обрамления Верхне-Зейской впадины [Николаев и др., 1979], отчетливо дешифрируются внутри всего горного пояса. Современные перемещения в зонах сохраняют те же тенденции смещений, судя по анализу очагов коровых землетрясений [Козьмин, 1984]. Особое место в структуре Байкало-Станового пояса занимает Байкало-Патомское поднятие. Во внутреннем его поле горизонтальные движения проявлены локально в виде смещений по отдельным зонам разломов, вертикальная компонента превалирует над горизонтальной. Однако вдоль внешнего фаса Байкало-Патомской дуги в структуре Чуйского, Тонодского и Лонгдорского поднятий широко проявлены взбросо-надвиговые горизонтальные движения. В процессе неотектонической активизации многие разломы древнего складчатого основания обновились, в большинстве случаев унаследованы не только пространственную ориентировку этих разломов, но и характер смещения по ним.

Развитие Байкало-Станового пояса сопровождалось проявлением щелочного базальтоидного магматизма, протекавшего в несколько фаз. Вулканические извержения носили характер ареальных на ранних стадиях развития процесса, а на завершающих сменились извержениями центрального типа. Вулканические покровы и их

фрагменты распространены на флангах Байкальской рифтовой зоны, вблизи границы Байкальского рифта с Забайкальской областью умеренного горообразования (Витимское поле базальтов) и в Токинском Становике [Киселев и др., 1979; Николаев и др., 1979].

Верхояно-Сетте-Дабанский пояс располагается вдоль восточной окраины новейшей Сибирской платформы и включает в себя поднятия хребтов Верхоянский, Сетте-Дабан и Улахан-Бом, возникшие в результате горизонтальных взбросо-надвиговых движений. Суммарные амплитуды вертикальных смещений в Верхоянском секторе пояса составляют 1000—1500 м, в Сетте-Дабанском секторе — до 1000 м. В структуре пояса на широтном отрезке от устья Алдана до хр. Сунтар-Хаята выделяется неоструктурный комплекс, возникший в результате праволатеральных сдвиговых перемещений. Он как бы сопрягает взбросо-надвиговые комплексы Верхоянский и Сетте-Дабана. По ряду признаков этот отрезок пояса может рассматриваться в качестве трансформного разлома типа «дуга — дуга». Суммарные амплитуды горизонтальных смещений в пределах пояса не оценены.

Арктический пояс представляет собой достаточно сложное неоструктурное образование, развивающееся одновременно на океанической и континентальной коре [Моря..., 1984]. Здесь можно выделить три более или менее обособленных сектора: Собственно-Арктический, Лаптевский и Омолойский, последовательно сменяющие друг друга с севера на юг. Возникновение пояса и последующее его развитие обусловлены проявлением раздвиговых горизонтальных движений.

Собственно-Арктический сектор включает в себя рифтогенный хребт Гаккеля с осевым желобом, возвышающийся на 2000 м над пологонаклонными глубоководными котловинами Амундсена и Нансена, опущенными относительно опорной поверхности на 3500—4500 м. Величина раздвига в Арктическом рифтогенном бассейне достигает, вероятно, нескольких сотен километров, судя по расстоянию от Евразийского континентального склона до склона подводного хребта Ломоносова. На юге Арктический сектор Арктического пояса отделяется от Лаптевского сектора зоной глубинного разлома, протягивающегося из Хатангского залива к южной оконечности хр. Ломоносова.

Лаптевский сектор включает в себя систему узких линейных прогибов, являющихся естественным продолжением на шельфе рифтогенной структуры хр. Гаккеля. Величина нисходящих движений в прогибах составляет 3000 м, амплитуда раздвигов горизонтальных движений, вероятно, составляет несколько десятков километров.

Омолойский сектор Арктического пояса представляет собой сухопутное продолжение все той же рифтовой структуры. Здесь она выражена Омолойской впадиной (грабеном), отделенной от предыдущего сектора системой разломов, располагающейся в береговой линии залива Буор-Хая. В пределах грабена амплитуды нисходящих движений с севера на юг убывают примерно от 1000 м до практически полного их исчезновения на юге. Величина горизон-

тальных раздвиговых движений не оценена, но, вероятно, не превышает первых километров.

Момо-Селенняхский пояс — это неоструктурный комплекс, образованный (с севера на юг) поднятиями Момского хребта, впадинами осевого Момо-Селенняхского прогиба и поднятиями хр. Черского. Момо-Селенняхский прогиб образован серией межгорных котловин, разделенных перемычками. Первоначально выделен А. Ф. Грачевым [1977] под названием Момского рифта. Однако последующее изучение этой структуры, анализ поля напряжений в коре, изученного сейсмологическими методами [Козьмин, 1984], показали, что весь Момо-Селенняхский пояс развивается на фоне правосторонних взбросов и сбросо-сдвиговых горизонтальных движений. Пояс представляет собой систему кулисно располагающихся узких линейных блоков — пластин, ориентировка которых указывает на правосторонние сдвиговые перемещения. Он прослеживается от залива Буор-Хая на северо-западе до Колымского нагорья на юго-востоке, где собственно теряется его морфологическая выраженность. Амплитуды горизонтальных движений количественно не оценены, но сопряженность пояса с Арктическим рифтом (Лаптевский сектор), в структуре которого он, видимо, выполняет функции трансформного разлома, позволяет предполагать величину сдвига в первые десятки километров. Амплитуды восходящих вертикальных движений достигают 2000 м, нисходящих — предположительно несколько сотен метров. Развитие пояса сопровождалось локальным проявлением вулканизма. В его пределах известно по крайней мере два небольших вулкана с базальтовыми потоками позднеплейстоценового возраста. Интенсивность проявления вулканизма в сравнении с Байкало-Становым поясом ничтожна.

Енисейский пояс выделяется условно вдоль западной границы Сибирской новейшей платформы и на карте не показан. Он пространственно совпадает с Енисейским глубинным разломом и включает в себя Енисейскую впадину на восточной окраине Западно-Сибирской новейшей платформы. Детально разлом не изучен. Он дешифрируется в виде системы мелких разрывов. Последние образуют рисунок, характерный для наклонно падающих разломов. Это позволяет предполагать, что весь Енисейский разлом наклонен под Сибирскую новейшую платформу, а активизация Енисейской впадины связана с подвижками по нему. Поэтому только на основании некоторых геофизических [Егоркин и др., 1984], геодезических данных о современной активности и данных дешифрирования материалов высотной съемки Енисейский пояс трактуется предположительно как взбросо-надвиговой.

Из анализа пространственного положения поясов, в пределах которых отчетливо выражена горизонтальная компонента движений коры, следует, что они как бы окаймляют однородные в неоструктурном отношении области новейшей платформы. Неоструктура последних формируется под действием структурно выраженной вертикальной составляющей. Если представить области с ведущей вертикальной компонентой движений в качестве крупных самостоятельных блоков литосферы, то пояса структурно проявленной

горизонтальной составляющей несомненно указывают на направленность горизонтального перемещения этих блоков. Амплитуды же последних должны находиться в соответствии с суммарной амплитудой горизонтальных движений, проявляющихся в поясах. Таким образом, структурно-динамический принцип, положенный в основу карты, служит основой серии методических приемов, которые могут быть использованы в целях выявления границ, изучения направленности, оценки амплитуд крупномасштабных горизонтальных движений больших внутриконтинентальных литосферных блоков.

Геодинамическая активность литосферы Сибири. Амплитуды тектонических движений, косвенно оцениваемые как амплитуды перемещений поверхности Земли, являются одним, но не единственным, из показателей геодинамической активности литосферы. О степени активности недр планеты свидетельствует и ряд других характеристик, таких как сейсмическая активность, плотность глубинного теплового потока, вулканизм, характер расслоенности и мощность отдельных горизонтальных неоднородностей и самой литосферы в целом. Однако различная степень изученности названных параметров не позволяет использовать их достаточно полно. Поэтому авторы карты предприняли попытку оценить в виде интегрального показателя степень геодинамической активности литосферы, используя в этих целях следующие характеристики: амплитуду неотектонических движений, плотность теплового потока, сейсмическую активность и толщину литосферы. Интегральный показатель геодинамической активности представляет собой результат полуколичественной обработки упомянутой информации и оценен в баллах.

Схема геодинамической активности литосферы Сибири (см. рис. 12) — первый опыт подобного анализа новейшей тектоники опирающийся на разработки авторов карты геодинамики территории СССР [Смыслов и др., 1984] и ряда других исследователей [Артемьев и др., 1984; Ермаков и др., 1984]. Амплитуды неотектонических движений сняты с карты «Атласа...», использованы также данные о плотности теплового потока [Лучков и др., 1982], о сейсмической активности [Новый каталог..., 1977], о толщине литосферы [Беляевский, 1974; Ландер, 1984; Недр Байкала..., 1981; Егоркин и др., 1984; Аргутин и др., 1974; и др.]. Сведения о названных параметрах были систематизированы и разделены условно на пять групп, характеризующих степень геодинамической активности литосферы. Было установлено, что области с очень низкой геодинамической активностью характеризуются амплитудами вертикальных геодинамических движений до 250 м, низкими значениями плотности теплового потока (до 30 мВт/м²), отсутствием сейсмической активности и большой толщиной литосферы (> 200 км). Области же с очень высокой геодинамической активностью литосферы характеризуются амплитудами вертикальных движений более 2000 м, высокими значениями плотности теплового потока (> 70 мВт/м²), высоким сейсмическим потенциалом (возможны землетрясения $M > 8$) и малой толщиной литосферы (< 70 км). Промежуточные ранги геодинамической активности заключены между названными крайними членами.

В рамках карты по степени геодинамической активности литосферы выявлен ряд областей. Анабарская область отнесена к наименее активным (очень низкая активность). Здесь максимальная толщина литосферы (> 200 км), аномально низкие значения теплового потока ($15—18$ мВт/м²), нет сейсмичности, малые значения амплитуд неотектонических движений. Пространства Западно-Сибирской и Сибирской новейших платформ отнесены к малоактивным (низкая активность). Такими же малоактивными являются и другие области со структурно проявленными вертикальными движениями в Верхояно-Колымском регионе, Восточном Забайкалье, в пределах новейшей Амуро-Зейской плиты и поднятий Буреинского массива. Области со средней степенью геодинамической активности занимают ограниченные пространства и в большинстве случаев образуют переходные неструктурные комплексы от областей со структурно выраженной вертикальной компонентой к поясам с преимущественным развитием горизонтальных движений. К областям со средней геодинамической активностью можно отнести поднятия Путорана, северные районы Алтае-Саянской горной области, поднятия Верхне-Ленское, Байкало-Патомское, поднятия Верхоянского хребта и хр. Сетте-Дабан. К областям с высокой и очень высокой геодинамической активностью относятся пояса с отчетливо проявленной горизонтальной компонентой неотектонических движений: Алтае-Саянский, Байкало-Становой и Арктический. Это наиболее сейсмичные регионы с высокой плотностью теплового потока, тонкой ($70—100$ км) литосферой и максимальными для рассматриваемой территории амплитудами неотектонических движений.

При составлении схемы геодинамической активности литосферы Сибири в качестве «фоновой нагрузки» были показаны области с различным возрастом гранитно-метаморфического слоя земной коры, границы которых заимствованы с Тектонической карты Северной Евразии [1980]. Таким способом авторы попытались решить вопрос об унаследованности неотектонической структурой древних неоднородностей основания. Однако в рамках карты такая унаследованность выражена чрезвычайно слабо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод поэтажного тектонического районирования, впервые последовательно проведенный в ходе работы над «Атласом...», открывает новые перспективы изучения эволюции осадочной оболочки. Отчетливо выявляются латеральные ряды структур в пределах этажей. Пространственные соотношения структур в рядах определяют специфику каждого этажа наряду с общностью типов основных элементов. Создается объективная основа для решения проблемы унаследованности и новообразований.

Надо полагать, что последующий анализ многочисленных и разномасштабных карт и разрезов, составленных в ходе выполнения программы «Атласа...», приведет еще ко многим важным выводам общего, регионального и локального характера. В настоящем разделе затронуты лишь некоторые проблемы эволюции осадочной оболочки территории Сибири, которые прямо связаны с проблемами современной общей геотектоники. Заметим сразу, что по этим вопросам среди авторов монографии нет полного единства взглядов. Поэтому далеко не все проблемы решаются ныне однозначно. Впрочем, подобная ситуация свойственна современной геотектонике в целом, где конкурируют идеи учения о геосинклиналях и тектоники литосферных плит.

Принципиально важная черта «Атласа...» — отражение на его картах дейтероорогенных структур. Понятие о дейтероорогенезе было разработано К. В. Боголеповым на примере мезозойской тектоники Сибири. Работа над «Атласом...» подтвердила его предположение об общности этого явления. Первые проявления процессов, сходных с дейтероорогенезом, фиксируются в раннем протерозое. Особенно отчетливо выражены они в вулканоплутонических поясах акитканского типа. Возможно, подобные пояса оконтуривают древние континентальные массивы. В рифее и венде дейтероорогенные структуры проявлены слабо, а затем в фанерозое интенсивность процессов дейтероорогенеза, по-видимому, непрерывно возрастает. Это подтверждает другой вывод К. В. Боголепова — об отсутствии специфики мезозойских впадин восточной части Центрально-Азиатского пояса.

В классическом варианте учения о геосинклиналях явление дейтероорогенеза не учитывалось. Предполагалось, что платформенные области более или менее непрерывно увеличиваются по площади за счет приращения к ним все более молодых геосинклинальных систем, последовательно проходивших стадию завершающей склад-

чатости (аккреция, или тектоника луковицы). В качестве примера часто приводился юг Сибири, где южнее Сибирской платформы выделялись пояса байкальской, салаирской, каледонской и герцинской складчатости. В свете новых данных такая схема уже не представляется безупречной.

Байкальские движения, по крайней мере на большей части площади их проявления, имеют мало общего с завершающей складчатостью. Салаирская и каледонская складчатости практически не завершаются накоплением морских моласс протоорогенного класса. Дейтероорогенные структуры развиваются в складчатых областях по особому структурному плану, обычно отличному от более раннего. Взламывание, расколы, раздвижение, торшение (термин В. К. Кучая) блоков земной коры при дейтероорогенезе — явление не менее значимое, чем аккреция. Дейтероорогенезом охватываются области разновозрастной консолидации, вплоть до смежных с ними участков щитов древних платформ.

Важная проблема современной геотектоники — ранние этапы развития Земли, становления континентальной коры. К началу работ над «Атласом...» древнейшие достоверные датировки были получены для серых гнейсов Гренландии и зеленокаменных поясов Южной Африки. К настоящему времени доказано, что многие толщи, выходящие на поверхность в Сибири, имеют соизмеримый возраст. Цифры архейского интервала получены даже в породах некоторых блоков Центрально-Азиатского пояса.

В одной из конкурирующих ныне концепций предполагается, что древнейшая серогнейсовая кора формировалась «островным» путем, т. е. возникала в виде многочисленных ядер, разделенных подвижными поясами. Последующая консолидация таких поясов приводила к объединению жестких масс в более крупные формы. Эта концепция прямо экстраполирует на прошлое гипотезу аккреции, выработанную на материалах изучения фанерозойской структуры. В другой концепции принимается, что в раннем архее возник крупнейший блок серогнейсовой коры, впоследствии неоднократно дробившийся и наращивавшийся по латерали более молодыми зонами по типу аккреции. Применительно к территории Сибири этот вариант большинству авторов представляется более вероятным.

Составленная под руководством Ю. А. Косыгина Карта докембрийской тектоники Сибири [Докембрийская тектоника Сибири, 1962] показала, что на территории региона в рифее существовали Северо-Азиатский кратон и окаймлявшие его геосинклинальные пояса. Этот вывод сохраняет свое значение и сегодня, хотя в свете новых данных требует некоторых коррективов.

Кратон существовал уже в раннем протерозое, в конце которого входил в состав Панген. Это доказывается, в частности, замеченным впервые М. А. Семихатовым [1974] повсеместным высоким стоянием континентальных масс в раннем рифее. Складчатые пояса, обрамляющие Сибирскую платформу, имеют сложную историю. Представляется, что все они вторичны по отношению к Северо-Азиатскому кратону и возникли в результате дробления Панген.

Дробление проходило неравномерно. В Центрально-Азиатском поясе оно началось, видимо, в конце раннего — начале среднего рифея (офиолиты Байкало-Муйской зоны). Апогей этого процесса приходится на рубеж рифея и венда. Уральская ветвь геосинклинального пояса оформилась только в раннем палеозое, а Верхоянская миогеосинклиналь активно развивалась с позднего палеозоя. Таким образом, Сибирская платформа представляет собой не некое ядро, постепенно обрастающее молодыми складчатыми системами, а скорее сравнительно жесткий реликт более обширного континентального массива.

Дробление фундамента самой платформы происходило в ограниченных масштабах, что проявилось в образовании неправильной сети рифтогенных структур, впоследствии переродившихся в синеклизы. По периферии платформы процесс протекал много интенсивнее. Форма его проявления дискутируется. Часть авторов монографии полагает, что он выражался в утонении и разрыве континентальной коры и значительном раздвижении сиалических блоков с образованием вторичных бассейнов типа океанических. Другие склоняются к мнению о затоплении континентальной коры базальтами, подобном механизму базификации В. В. Белоусова.

В связи с этим находится и другая проблема — проблема общей направленности развития земной коры. В группе гипотез предполагается, что в ходе эволюции Земли происходит постепенное и более или менее равномерное наращивание континентальной коры за счет океанической. В этом видят суть геосинклинального процесса. Вместе с тем новые изотопно-геохимические данные показывают, что по крайней мере с архея прирост объема континентальной коры не столь уж велик (по разным оценкам, в пределах 15—30%). Иными словами, материал континентальной коры проходит в литосфере своеобразный круговорот.

Эти же данные подтверждают сделанное ранее заключение о невозможности поглощения материала континентальной коры за счет базификации. Следовательно, уменьшение объема континентальной коры может идти только в ходе процессов эрозии и денудации, которые переводят горные породы в осадки. Ясно, что преобладающую роль при этом играет дейтероорогенез, т. е. внутриконтинентальное (или окраинно-континентальное) горообразование.

Крайним выражением дейтероорогенеза К. В. Боголепов считал рифтогенез. В ходе работы над «Атласом...» сотрудниками СНИИГГиМСа были существенно развиты представления о погребенной рифтовой системе Западной Сибири. Представленная в «Атласе...» модель еще нуждается в совершенствовании. Можно спорить о контурах и размерах рифтов, о возможности их продолжения в район арктического шельфа, о достоверности тех или иных рифтов. Однако существование системы сегодня неоспоримо. Связь ее с чехлом Западно-Сибирской плиты подробно рассмотрена в главе, посвященной мезозойскому мегакомплексу.

Территория Сибири принадлежит как к Атлантическому, так и к Тихоокеанскому сегментам тектоносферы. Этот факт был обнару-

жен еще в начале 30-х годов А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. Новые материалы подтверждают их вывод. Во-первых, в проявлениях складчатостей западной и восточной частей территории нет строгой синхронности. Во-вторых, в проявлениях различного типа движений в этих частях наблюдается своего рода комплементарность. Например, интенсивное сжатие, вызвавшее мезозойскую складчатость на Северо-Востоке СССР, примерно синхронно растяжению и прогибанию Западно-Сибирской плиты и формированию нижних горизонтов ее чехла. Намечается граница Атлантического и Тихоокеанского сегментов. Она совпадает примерно с Трансазиатским линеаментом В. И. Драгунова и протягивается в меридиональном направлении от Восточного Таймыра в Южное Прибайкалье.

В современной структуре линеамент выражен интенсивными линейными магнитными аномалиями, в структуре мезозоя разграничивает области впадин с широким развитием гранитов (восток) и с их отсутствием (запад), в структуре дорифея ограничивает с запада участок, окаймленный вулканоплутоническими поясами конца раннего протерозоя.

Интересным представляется и факт тесной пространственной сопряженности и сходства в простирающихся нижнепротерозойских, палеозойских и мезозойских вулканоплутонических поясов Центрально-Азиатского пояса. При общем направленном смещении к югу по мере омоложения (частью они выходят на территорию МНР) молодые пояса иногда накладываются на более древние. По-видимому, и здесь, как в случае Трансазиатского линеамента, мы сталкиваемся с широкой, длительно развивавшейся зоной проницаемости. Ее можно характеризовать как гигантский глубинный разлом или ослабленную зону литосферы.

Отсюда видно, что проблема унаследованности в развитии тектонических структур, разработанная на примере платформенных областей, в складчатых поясах решается далеко не столь однозначно.

Работа над «Атласом...» поставила перед авторами и ряд других вопросов. Уже сейчас ясно, что рифейский мегакомплекс должен быть разделен по крайней мере на два. Верхний из них отличается от нижнего структурным планом, хотя несовершенство стратиграфических данных не позволяет определить его нижнюю границу с необходимой точностью. По-прежнему очень много неясностей в структуре дорифейской части коры на закрытых территориях. Принятая при начале работ легенда, основанная на концепции учения о геосинклиналиях, удовлетворяет не всех авторов и, с их точки зрения, должна учитывать новые геотектонические разработки.

Все эти и другие проблемы предстоит решить в ходе дальнейших работ по программе «Атласа...», которые будут развиваться в разных формах и разных коллективах. Но авторы всегда с глубоким уважением, благодарностью и любовью будут вспоминать основателя и пионера программы — К. В. Боголепова.

- Абрамов А. В., Демьянова Г. П. Строение и возраст кувайской серши в верховьях рек Газыр и Кижихем (Восточный Саян) // Материалы по региональной геологии Сибири.— Новосибирск, 1970.— Вып. 110.— С. 97—104.
- Адаменко О. М. Мезозой и кайнозой Станового Алтая.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 168 с.
- Александрова М. И., Пушпшев Н. А., Сизова Е. Н. Среднспалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Центрального Казахстана.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1974.— 224 с.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др. Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана // Геотектоника.— 1977.— № 5.— С. 71—83.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др. Деструктивные зоны палеозойд Центрального Казахстана // Тектоника территории СССР.— М., 1979.— С. 111—127.
- Аргутина Т. А., Булавоко П. Ф., Булин Н. К., Юдборовский А. Х. Глубинное геологическое строение Забайкалья // Сов. геология.— 1974.— № 11.— С. 953—962.
- Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.— 214 с.
- Артемьев М. Е., Рейснер Г. И., Шолов В. Н. Методика построения обобщенных карт современного состояния земной коры // Современная тектоническая активность территории СССР.— М., 1984.— С. 80—93.
- Афанасьев В. М. Тектоника Джидинской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1977.— 25 с.
- Башарин А. К., Щеглов А. П., Абрамов А. В. Байкальский мегакомплекс Восточной Сибири и Алтае-Саянской области // Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды.— Новосибирск, 1980.— С. 44—76.
- Башарина Н. П. Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Казахстанской складчатых областей.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 124 с.
- Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М., Гончаров Ю. И. и др. Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Таймыра // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири.— Новосибирск, 1978.— С. 70—87.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1959.— Т. 39, № 6.— С. 3—22.
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканогенные комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа.— М.: Наука, 1969.— 283 с.
- Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 211 с.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Недра, 1974.— 280 с.
- Бененсон В. А., Запивалов Н. П., Куинин Н. Я. и др. Основные критерии прогноза нефтегазоносности доюрских отложений молодых плит // Сов. геология.— 1978.— № 10.— С. 16—28.
- Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна.— М.: Наука, 1967.— 147 с.

- Берзин Н. А. Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири.— Новосибирск, 1979.— С. 104—130.
- Берзин Н. А. Некоторые вопросы тектоники вендско-нижнеспалеозойских образований Сибири // Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды.— Новосибирск, 1980.— С. 77—97.
- Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Дук В. Л. и др. Изотопный возраст унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 276, № 1.— С. 206—209.
- Бибикова Е. В., Киризова Т. И., Макаров В. А. и др. О времени вулканизма в Олондпском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 279, № 6.— С. 1424—1428.
- Бибикова Е. В., Сумин Л. В., Киризова Т. И., Грачева Т. В. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока // Геохимия.— 1981.— № 11.— С. 1652—1664.
- Бибикова Е. В., Хильтова В. Я., Грачева Т. В., Макаров В. А. Возраст зеленокаменных поясов Присяянья // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 267, № 5.— С. 1171—1174.
- Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Нижнепротерозойские структуры Алданского щита // Геология и геофизика.— 1983.— № 2.— С. 16—25.
- Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Стоит ли решать альтернативу? // Геотектоника.— 1985.— № 4.— С. 121—124.
- Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое.— М.: Наука, 1981.— 132 с.
- Богданов А. А. Тектоника платформ и складчатых областей.— М.: Наука, 1976.— 340 с.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири.— М.: Наука, 1967.— 327 с.
- Богомолова Л. М., Тимофеев В. Ф., Березкин В. И., Смелов А. П. Тектоника «трогового» комплекса бассейна р. Олекмы // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения.— Новосибирск, 1985.— С. 96—101.
- Борукаев Ч. Б. Вопросы тектоники дорифейских образований Сибири // Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды.— Новосибирск, 1980.— С. 5—43.
- Борукаев Ч. Б. Структура докембрия и тектоника плит.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 190 с.
- Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 263 с.
- Бочкарев В. С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ.— М.: Недра, 1973.— 127 с.
- Бочкарев В. С. Тампейская и туринская свиты Западно-Сибирской равнины // Выделение и корреляция основных стратонев мезозоя Западной Сибири.— Тюмень, 1984.— С. 10—24.
- Булгатов А. Н. Тектонотип байкалит.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 193 с.
- Булгатов А. Н., Турунхаев В. И. Особенности докембрийской тектоники Забайкалья.— Улан-Удэ: ГИ БФ СО АН СССР, 1984.— 136 с.
- Бурмистров В. Н., Апольский О. П. К вопросу о стратиграфическом и формационном расчленении удоканского комплекса // Геология и геофизика.— 1986.— № 5.— С. 33—40.
- Буслов М. М. Девонские тектонические покровы центральной и восточной частей Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края.— Бийск, 1985.— С. 77—79.
- Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— 149 с.
- Варламов И. П. и др. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности.— Красноярск, 1970.— 67 с.
- Вишневецкий А. И. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 213 с.

- Волков В. В., Парфенов Л. М. Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области // Вопросы тектоники докембрия континентов.— М., 1970.— С. 108—116.
- Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.— 318 с.
- Вотях О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы.— М.: Наука, 1968.— 136 с.
- Вотях О. А. Введение в геотектонику.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 179 с.
- Гамался Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника.— 1968.— № 6.— С. 34—45.
- Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ.— М.: Наука, 1976.— 270 с.
- Гафаров Р. А., Прозоров Ю. П. Тектоническое районирование фундамента Тимано-Печорской плиты // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1982.— Т. 57, № 1.— С. 40—50.
- Геологическая карта СССР. М-б 1: 1 000 000. Еловая серия. Лист 0—46, (47): Красноярск. Объяснительная записка.— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.— 167 с.
- Геологическое строение коры Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965.— 140 с.
- Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах».— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 224 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника/Шерман С. П., Леви К. Г., Ружич В. В. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 207 с.
- Геология СССР.— М.: Недра, 1966.— Т. 19. Хабаровский край и Амурская область.— 736 с.
- Геология Якутской АССР.— М.: Недра, 1981.— 300 с.
- Гибшер А. С., Пак К. Л., Чучко В. Н., Шабанов В. П. Проблемы стратиграфии позднего докембрия и кембрия Сангилен (Тува) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири.— Новосибирск, 1983.— С. 3—19.
- Главные тектонические комплексы Сибири.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979.— 151 с.
- Голдин Б. А., Калинин Е. П. Доордовикский магматизм севера Урала // Доордовикская история Урала.— Свердловск, 1980.— С. 3—30. (Препринт/УНЦ АН СССР: 5).
- Голдин Б. А., Пучков В. Н. Раннепалеозойский (рифтовый) магматизм западного склона Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала.— Свердловск, 1978.— С. 72—84.
- Голдин Б. А., Фишман М. В., Давыдов В. П., Калинин Б. П. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя севера Урала.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1973.— 212 с.
- Гольдшмидт В. И. Некоторые геолого-геофизические параметры литосферы Казахстана // Изв. АН КазССР.— 1984.— № 2.— С. 30—40.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли.— М.: Недра, 1977.— 247 с.
- Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е. и др. Строение и развитие Кольмского массива в свете новых данных // Геотектоника.— 1977.— № 4.— С. 32—45.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья.— М.: Наука, 1965.— 152 с.
- Груздев В. А. Новые данные по стратиграфии архея центральной части Алданского щита // Сов. геология.— 1981.— № 10.— С. 45—57.
- Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Кольмской системы мезозой.— М.: Наука, 1979.— 207 с.
- Дагис А. С., Казаков А. И. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 178 с.
- Деяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии.— М.: Наука, 1981.— 196 с.
- Дергунов А. Б., Херасков Н. Н. О тектонической природе «выступов древнего фундамента» в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика.— 1985.— № 6.— С. 13—21.

- Добрецов Н. Л.** О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника.— 1985.— № 1.— С. 39—50.
- Докембрий континентов.** Основные черты тектоники / Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 263 с.
- Докембрий континентов.** Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии/Арсентьев В. П., Беккер Ю. Р., Благонравов В. А. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 320 с.
- Докембрийская тектоника Сибири/Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др.**— Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1964.— 126 с.
- Дольник Т. А.** Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области: Справочное руководство.— Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1982.— 183 с.
- Дольник Т. А., Станевич А. М., Вельков М. М., Серова Н. Л.** Опорные разрезы холоднинской, олдакитской и тукаломийской свит и их стратиграфических аналогов в Северном Прибайкалье // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь.— Новосибирск, 1984.— С. 42—80.
- Домбровская Ж. В.** Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья.— М.: Наука, 1973.— 155 с.
- Дучков А. Д., Балобаев В. Т., Лысак С. В. и др.** Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 42—51.
- Дымкин А. М., Иванов С. Н., Камалетдинов М. А. и др.** Геология Урала // Геология Советского Союза.— М., 1984.— С. 51—59.
- Егоркин А. В., Зюганов С. К., Чернышев Н. М.** Верхняя мантия Сибири // Геофизика.— М., 1984.— С. 27—42.
- Ельянов А. А., Кастрькина В. М., Кастрькин Ю. П.** Новые данные о геологическом строении и металлогении Джелтулакской троговой (шовной) структуры // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения.— Новосибирск, 1985.— С. 151—157.
- Еникеев Г. К.** Стратиграфия делюнуранской серии // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири.— Л., 1983.— С. 95—103.
- Ермаков Б. В., Семов В. Н., Цукин Ю. К.** Современная тектоническая активность литосферы по геофизическим данным.— М.: Наука, 1984.— С. 8—23.
- Жарков М. А.** История палеозойского соленакопления.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 272 с.
- Жеро О. Г.** Тектоника доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты в связи с нефтегазоносностью палеозоя и триас-юрских отложений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1984.— 30 с.
- Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С.** Главные тектонические комплексы доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты // Главные тектонические комплексы Сибири.— Новосибирск, 1979.— С. 52—66.
- Журавлев В. С.** Байкальские складчатые сооружения северо-востока Европейской платформы // Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР.— М., 1972.— С. 1—3.
- Зайцев Ю. А.** О соотношении структурно-фацальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане // Орогенетические пояса.— М., 1968.— С. 108—115.
- Зайцев Ю. А.** Эволюция эвгеосинклиналей.— М.: Недра, 1984.— 208 с.
- Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н.** Венд Центрального Казахстана.— М.: Изд-во МГУ, 1979.— 250 с.
- Залялеев Р. Ш., Беззубцев В. В.** О Челюскинском гипербазитовом поясе // Геология и геофизика.— 1975.— № 12.— С. 132—133.
- Запывалов Н. П., Соколов Б. С.** Стратиграфическое расчленение нефтеперспективного палеозойского разреза Западной Сибири // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 237, № 1.— С. 174—176.
- Золотарев А. Г.** Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 118 с.
- Зоненшайн Л. П.** Реконструкции палеозойских океанов // Дрейф континентов.— М., 1976.— С. 28—71.

- Зоненшайн Л. П.** Тектоника внутриконтинентальных поясов // Тектоника.— М., 1984.— С. 48—60.
- Иванов С. Н.** О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979.— 77 с.
- Иванов С. Н.** О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала.— Свердловск, 1980.— С. 3—28. (Препринт/УНЦ АН СССР: 4).
- Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Т. Т.** Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 323 с.
- Ипатов Ю. П.** Некоторые аспекты палеотектоники позднего протерозоя Сибирской платформы // Геология и геофизика.— 1978.— № 12.— С. 93—106.
- Карасяк А. М., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П.** Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 273, № 5.— С. 1191—1196.
- Карсаков Л. П.** Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия зоны БАМ.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983.— С. 66—97.
- Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири/Под ред. Н. А. Флоренсова, И. П. Варламова.**— М.: Мингео СССР, 1978.
- Карта новейшей тектоники СССР/Под ред. С. С. Шульца, Н. И. Николаева.**— М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных территорий/Под ред. Н. И. Николаева.**— М.: Мингео СССР, 1981.
- Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири/Под ред. А. Г. Золотарева, П. М. Хренова.**— М.: Мингео СССР, 1981.
- Карта поверхности выравнивания и кор выветривания СССР/Под ред. И. П. Герасимова, А. В. Сидоренко.**— М.: Мингео СССР, 1972.
- Карта тектоники докембрия континентов/Косыгин Ю. А., Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М. и др.**— М.: ГУГК, 1972.
- Кириллова Г. Л., Турбин М. Т.** Формации и тектоника Джагдипского звена Монголо-Охотской складчатой области.— М.: Наука, 1979.— 116 с.
- Киселев А. П., Медведев М. Е., Головкин Г. А.** Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнеобразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 197 с.
- Кицул В. И., Петров А. Ф., Зедгенизов А. Н.** Структурно-вещественные комплексы Алданского щита // Главные тектонические комплексы Сибири.— Новосибирск, 1979.— С. 16—31.
- Ковригина Е. К., Ковригина С. П.** Магматические породы северо-западной части Енисейского кряжа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири.— Л., 1967.— С. 104—154.
- Козьмин Б. М.** Сейсмические пояса Якутии и механизмы очаговых землетрясений.— М.: Наука, 1984.— 127 с.
- Константиновский А. А.** Уланский и Биликчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1974.— № 4.— С. 72—84.
- Константиновский А. А.** К проблеме происхождения среднепротерозойских грабенов юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Тектоника Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— Т. XI.— С. 126—132.
- Косминская И. П.** Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1968.— 227 с.
- Костенко Н. П.** Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе.— М.: Недра, 1974.— 320 с.
- Крауш М. А.** Опыт применения анализа деформаций поверхностей выравнивания для составления карты новейшей тектоники Сибирской платформы // Тектоника Сибири.— Новосибирск, 1973.— Т. 6.— С. 19—25.
- Крылов Н. А.** Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ.— М.: Наука, 1971.— 156 с.
- Кучай В. К.** Количественный анализ новейших тектонических движений // Геология и геофизика.— 1976.— № 8.— С. 35—44.
- Ламакин В. В.** Неотектоника Байкальской впадины.— М.: Наука, 1968.— 247 с.

- Ландер А. В. Аномальные явления в поверхностных волнах на северо-востоке Евразии и их связь с районом Моисеевского рифта // Математическое моделирование и интерпретация геофизических данных.— М., 1984.— С. 127—155.
- Леви К. Г. Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Проблемы разломной тектоники.— Новосибирск, 1981.— С. 142—170.
- Левченко О. А., Морозова И. М., Другова Г. М. и др. Изотопное датирование полиметаморфических образований Олекминской складчатой области и фундамента Алдано-Витимского щита // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза.— М., 1985.— С. 30—31.
- Левчук М. А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 165 с.
- Леонтьев А. Н., Литвиновский Б. А., Гаврилова С. П., Захаров А. А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 318 с.
- Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт.— М.: Наука, 1968.— С. 72—101.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра.— М.: Наука, 1964.— 195 с.
- Логачев Н. А., Шерман С. П., Леви К. Г. О принципах и методике составления карты новейшей тектоники Сибири // Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири.— Новосибирск, 1981.— С. 12—49.
- Лутц Б. Г. Окаймленные купола серых гнейсов Анабарского массива и Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1984.— Т. 59, № 2.— С. 27—38.
- Малич Н. С. Тектоническое развитие чехлы Сибирской платформы.— М.: Недра, 1975.— 215 с.
- Мальцев Ю. М., Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю. Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских отложений Таймыра // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири.— Новосибирск, 1982.— С. 79—105.
- Малютин Н. Б., Смирнов Е. П., Дегтева М. Н. Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье.— М.: Недра, 1977.— 223 с.
- Маркевич В. И. История геологического развития и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности.— М.: Недра, 1966.— 247 с.
- Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления.— М.: Наука, 1969.— 285 с.
- Матвеевская А. Л., Чиков Б. М., Косыко М. К., Фрадкин Г. С. Основные ряды формаций и общие черты строения нижнегерцинского мегакомплекса Сибири // Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды.— Новосибирск, 1980.— С. 97—125.
- Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты.— М.: Недра, 1986.— 149 с.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива // Геотектоника.— 1979.— № 1.— С. 58—63.
- Метаморфические комплексы Азии // Под ред. В. С. Соболева, Г. Г. Лепезина, Н. Л. Добрецова.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 348 с.
- Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.— 88 с.
- Миронов А. Г., Ножкин А. Д. Золото- и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 252 с.
- Митрофанов Г. Л. Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Иркутск, 1978.— 22 с.
- Митрофанов Ф. П., Козаков Н. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981.— 156 с.
- Мишарина А. А., Сороченко Н. В., Леонтьева Л. Р. Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям слабых землетрясений // Байкальский рифт.— Новосибирск, 1974.— С. 9—21.

- Мокшанцев К. Б., Замаев С. М., Микуленко К. И. и др.** Тектонические комплексы и структура чехла Сибирской платформы // Главные тектонические комплексы Сибири.— Новосибирск, 1979.— С. 32—51.
- Моря Советской Арктики.**— М.: Недра, 1984.— 280 с.
- Мусатов Д. П.** Основные этапы тектонического развития восточной части Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа // Складчатые области Евразии.— М., 1964.— С. 197—208.
- Мусатов Д. П.** Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири.— Красноярск, 1967.— С. 292—318.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.** Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б. и др.— М.: Наука, 1974.— 359 с.
- Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С. и др.** Геологическое развитие Кольмо-Индигирского района и проблема Кольмского массива // Геотектоника.— 1977.— № 4.— С. 18—31.
- Недра Байкала по сейсмическим данным.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 105 с.
- Немиров А. А.** Новейшая тектоника Ангаро-Чунского междуречья // Геология и геофизика.— 1976.— № 7.— С. 28—35.
- Нижняя граница рифея и строматолиты афебия.**— М.: Наука, 1978.— 198 с.
- Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П.** Сейсмология Монголо-Охотского линеамента.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 113 с.
- Николаев Н. П.** Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— 392 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР.**— М.: Наука, 1977.— 535 с.
- Оболенская Р. В.** Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск, 1983.— 48 с. (Препринт/ИГиГ СО АН СССР: 2).
- Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 78 с.
- Палеотектонические карты СССР.**— М.: Аэрогеология, 1979.— Т. 2: Ордовик, силур, девон.
- Парначев В. П.** Позднедокембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Башкирского антиклинория // Доордовикская история Урала.— Свердловск, 1980.— С. 40—60. (Препринт/ УНЦ АН СССР: 1).
- Парфенов Л. М.** Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна.— М.: Наука, 1967.— 144 с.
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехин В. М. и др.** Тектоника Урала.— М.: Наука, 1977.— 120 с.
- Перфильев А. С.** Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали.— М.: Наука, 1979.— 188 с.
- Петров А. Ф.** Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 120 с.
- Петров В. Г.** Докембрий западного обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 206 с.
- Шварчик Я. К., Минаев М. А., Русецкая Г. А.** Палеогеография Сибирской платформы в кембрии.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1975.— 195 с.
- Плоскогорья и низменности Восточной Сибири/Адаменко О. М., Долгушин П. Ю., Ермолов В. В. и др.**— М.: Наука, 1971.— 320 с.
- Погребинский Ю. Е.** Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971.— 248 с.
- Постельников Е. С.** Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии.— М.: Наука, 1980.— 70 с.
- Пронин А. А.** Основные черты истории тектонического развития Урала.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971.— 215 с.
- Пучков В. Н.** Структурные связи Пришюльдрного Урала и Русской платформы.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— 203 с.
- Пуцаровский Ю. М.** Резонансно-тектонические структуры // Геотектоника.— 1969.— № 1.— С. 3—25.
- Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления.** Дук В. Л., Кичул В. П., Петров А. Ф. и др.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1986.— 182 с.

- Растворова В. А. Величина денудационного среза Алтая за неотектонический этап // Геоморфология. — 1973. — № 3. — С. 93—101.
- Региональная неотектоника Сибири. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — 120 с.
- Ремпель Г. Г., Миков Б. Д., Смирнов В. П. Автоматический подбор модели среды по данным гравразведки // Алгоритмы и программы для решения задач рудной геофизики. — Новосибирск, 1976. — С. 43—46.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1979. — Новосибирск: Ленингр. картфабрика ВСЕГЕИ, 1983. — Ч. 1: Верхний протерозой и нижний палеозой. — 215 с.
- Рошкетаяв П. А., Катюха Ю. П., Рогачев А. М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. — Новосибирск, 1983. — С. 19—44.
- Рудкевич М. Я., Латыпова З. А. Доюрские формации и структурные этапы Западно-Сибирской плиты // Главные тектонические комплексы Сибири — Новосибирск, 1979. — С. 67—81.
- Рязанов Г. В. Морфология и генезис складок Непской зоны. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. — 90 с.
- Савицкий В. Е., Евтушенко В. М., Егорова Л. П. и др. Кембрий Сибирской платформы. — М.: Недра, 1972. — 198 с.
- Салон Л. П. Геология Байкальской горной области. — М.: Недра, 1964. — Т. 1. — 516 с.
- Салон Л. П., Травин Л. В., Шалек Е. А. К стратиграфии и тектонике докембрия южной части Байкальского хребта (о положении анайской серии в разрезе докембрия Западного Прибайкалья) // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Л.: ВСЕГЕИ, 1974. — С. 144—173.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. — М.: Наука, 1974. — 298 с.
- Смыслов А. А., Яншин А. Л., Зайченко В. Ю. и др. Глубинное геологическое строение и геодинамика литосферы территории СССР // Геология Советского Союза. — М., 1984. — С. 15—26.
- Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпикаледонских плит. — М.: Наука, 1973. — 258 с.
- Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Красков Э. М. Новые данные по рифейско-нижнепалеозойскому терригенно-сланцевому комплексу Западного Таймыра // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. — Новосибирск, 1978. — С. 63—70.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья в Забайкалья. — М.: Наука, 1968. — 126 с.
- Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — 125 с.
- Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. — М.: Недра, 1983. — 160 с.
- Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба // Замашев С. М., Адаменко О. М., Резанов Г. В. и др. — М.: Наука, 1976. — 133 с.
- Структура и эволюция земной коры Якутии / Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. и др. — М.: Наука, 1985. — 248 с.
- Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981. — 143 с.
- Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981а. — 114 с.
- Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива/Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Бахарев А. Г. и др. — М.: Наука, 1981б. — 360 с.
- Тектоника Евразии. — М.: Наука, 1966. — 488 с.

- Тектоника Казахстана.**— М.: Наука, 1982.— 139 с.
- Тектоника Урала/Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М. и др.**— М.: Наука, 1977.— 120 с.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ.**— М.: Наука, 1978.— 210 с.
- Тектоника Якутии/Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 198 с.
- Тектоническая карта нижнегерцинского мегакомплекса Западно-Сибирской плиты (девон — нижний карбон).**— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983.
- Тектоническая карта Северной Евразии/Под ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншина.**— М.: Аэрогеология, 1980.
- Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления.**— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1975.
- Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии/Парфенов Л. М., Бердников П. В., Вошнова П. П. и др.**— М.: Наука, 1979.— 239 с.
- Третьяков Ф. Ф.** Тектонические структуры Алазейского и Приколымского поднятий Кольмо-Омолонского массива (Северо-Восток СССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1985.— 17 с.
- Файзулина З. П., Козлова Е. П.** Результаты палинологических исследований третичных отложений, вскрытых истокскими глубокими скважинами // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири.— М., 1966.— С. 37—42.
- Философов В. П.** Основы морфометрического метода поисков тектонических структур.— Саратов: Саратов. ун-т, 1975.— 232 с.
- Фотиади Э. Э., Гришин М. П., Лотышев В. П., Сурков В. С.** Глубинное строение и тектоника фундамента Сибирской платформы // Тектоника Сибири.— Новосибирск, 1980.— Т. 8.— С. 31—36.
- Херасков Н. Н.** Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— М.: Наука, 1979.— 120 с.
- Хоментовский В. В.** Венд.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 272 с.
- Хоментовский В. В.** Некоторые проблемы стратиграфии позднего докембрия, опорные разрезы и узлы унифицированной схемы Средней Сибири // Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири.— Новосибирск, 1980.— С. 3—11.
- Хоментовский В. В.** Состояние стратиграфии позднего докембрия Сибири и отражение его в крупномасштабной геологической съемке // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири.— Новосибирск, 1984.— С. 3—12.
- Хоментовский В. В., Шенфильд В. Ю., Гибшер А. С. и др.** Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах».— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 224 с.
- Хренов П. М.** Негеосинклинальные вулканические пояса континентального массива Восточной Сибири.— М.: Недра, 1981.— 223 с.
- Черный В. Г., Смирнов В. Г., Черная И. П., Литвиненко И. И.** Основные черты геологического строения и формационные типы кристаллических пород Тимана и докембрийского складчатого основания Печорской синеклизы // Геология, петрология и металлогения кристаллических обра-

- зований Восточно-Европейской платформы.— М., 1976.— Т. 1.— С. 119—129.
- Чиков Б. М.** Стадийность формирования и основные типы структурных элементов земной коры континентов // Геология и геофизика.— 1981а.— № 8.— С. 3—14.
- Чиков Б. М.** Формационные и структурно-формационные парагенезы средне-палеозойских отложений Сибири // Основные структурные элементы земной коры на территории Сибири и их эволюция в докембрии и фанерозое.— Новосибирск, 1981б.— С. 34—44.
- Шатский Н. С.** О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1938.— № 5—6.— С. 737—769.
- Шерман С. П., Леви К. Г.** Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтов.— М., 1978.— С. 7—18.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. П., Тильман С. М.** Алазейско-Олонская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 210, № 5.— С. 1174—1176.
- Щербак Н. П., Бибикина Е. В.** Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Геология докембрия.— М.: Наука, 1984.— С. 3—14.
- Юг Дальнего Востока/Худяков Г. П., Денисов Е. П., Короткий А. М и др.**— М.: Наука, 1972.— 423 с.
- Яншин А. Л.** Общие особенности строения и развития молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности.— М.: Наука, 1965.— С. 7—18.

Научное издание

Боголепов Константин Владимирович
Башарин Алексей Константинович
Берзин Николай Августович и др.

**ТЕКТОНИКА И ЭВОЛЮЦИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРИ**

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *С. М. Куряев*
Технический редактор *Т. Н. Драгуи*
Корректоры *Н. М. Горбачева, В. К. Жихарева*

ИБ № 34332

Сдано в набор 04.08.87. Подписано к печати 22.12.87. МН-02144. Формат 60×90¹/₂.
Бумага книжно-журнальная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 1
Усл. кр.-отт. 11. Уч.-изд. л. 13,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 944. Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука».
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука»,
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Ч. Б. Борукаев)	3
Методика тектонического районирования (К. В. Боголепов, Ч. Б. Борукаев)	6
Методика составления опорных профильных разрезов земной коры и некоторые результаты их анализа (О. А. Вотах, В. С. Сурков, Н. М. Чернышев)	10
Архей — нижний протерозой (Ч. Б. Борукаев, М. П. Гришин, В. И. Кичул, А. Ф. Петров)	30
Рифейский мегакомплекс (А. К. Башарин)	53
Вендско-нижнепалеозойский мегакомплекс (Н. А. Берзин, В. С. Старосельцев)	75
Среднепалеозойский мегакомплекс (Б. М. Чиков, В. С. Старосельцев)	99
Верхнепалеозойско-среднетриасовый мегакомплекс (П. П. Кузнецов, А. Л. Матвеевская, Л. В. Смирнов, В. С. Старосельцев)	109
Мезозойский мегакомплекс (К. В. Боголепов, В. Д. Ермиков, В. А. Соловьев)	128
Неотектонический мегакомплекс (Н. А. Логачев, С. И. Шерман, К. Г. Леви, А. А. Немиров)	144
Заключение (К. В. Боголепов, Ч. Б. Борукаев)	161
Литература	165