Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО «ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Кафедра геологии и геофизики

В. В. БУЛДЫГЕРОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Учебное пособие

ИРКУТСК 2007

УДК 55(571.5)
ББК 26.3(2Р54)
Б-90

Печатается по решению редакционно-издательского совета
Иркутского государственного университета

Научный редактор
канд. геол.-минерал. наук, проф. *А. И. Сизых*

Рецензенты:
зав. отделом геологоразведочных работ ВостСибНИИГиМСа,
канд. геол.-минерал. наук *Н. К. Коробейников*
канд. геол.-минерал. наук, доц. *С. П. Летунов*

Булдыгеров В. В.
Б-90 Геологическое строение Восточной Сибири: учеб. пособие / В. В. Булдыгеров. – Иркутск : Иркут. гос. ун-т, 2007. – 150 с.

Рассматривается геологическое, тектоническое и глубинное строение, связь полезных ископаемых с геологическими формациями и тектоническими структурами в пределах Сибирской платформы, Восточно-Саянского, Байкало-Витимского и Восточно-Забайкальского складчатых регионов. В основу курса положены серийные легенды для государственных геологических карт масштаба 1:200 000, составленные в последнее время для большей части территории Восточной Сибири. Использованы также изданные материалы и собранные автором в процессе многолетних исследований.

Учебное пособие предназначено для студентов геологического факультета, изучающих курсы «Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири», «Геология России», «Региональная геология». Оно может быть использовано при написании дипломных работ, касающихся Восточной Сибири, а также магистрами, аспирантами и специалистами, интересующимися геологией Восточной Сибири.

Библиогр. 14 назв.
ISBN 978-5-9621-0151-6

УДК 55(57.2)
ББК 26.3(2Р54)

ISBN 978-5-9621-0151-6

© Булдыгеров В. В., 2007
© ГОУ ВПО «Иркутский государственный университет», 2007

Учебное издание

Булдыгеров Владимир Васильевич

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

ISBN 978-5-9621-0151-6

Редактор М. А. Айзиман
Верстка А. В. Врон
Дизайн обложки М. Г. Яскин

Темплан 2007 г. Поз. 30. Подписано в печать 9.04.07. Формат 60x84 1/16.
Печать трафаретная. Усл. печ. л. 8,4. Уч.-изд. л. 12,6. Тираж 100 экз. Заказ 34.

Редакционно-издательский отдел
Иркутского государственного университета
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36

ВВЕДЕНИЕ

Восточная Сибирь в рассматриваемых контурах занимает большую часть бассейнов рек Енисея (главным образом его правобережную часть) и Лены, а также верхнюю часть бассейна р. Амур. В административном отношении она занимает территорию Иркутской и Читинской областей, республики Бурятии, прилегающие части Красноярского края и Республики Саха (Якутия).

В пределах Восточной Сибири расположены такие разнородные тектонические структуры, как Сибирская платформа, Восточно-Саянская и Байкало-Витимская области байкальской складчатости и Восточно-Забайкальская система Монголо-Охотской области палеозойской складчатости (рис. 1). Перечисленные регионы характеризуются большой сложностью геологического строения, многие вопросы которого до сих пор не нашли однозначного решения. В их строении принимают участие образования с возрастом от раннего архея до настоящего времени, многообразные типы структур. Они богаты разнообразными полезными ископаемыми. Здесь выявлены крупные, часто уникальные месторождения. Восточная Сибирь обладает также большим потенциалом на открытие месторождений ряда полезных ископаемых, дефицит которых испытывает Россия.

Учебное пособие предназначается студентам Геологического факультета, изучающим курс «Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири». Оно может быть использовано также при изучении курсов «Геология России», «Региональная геология», будет полезно при написании дипломных работ, касающихся Восточной Сибири, а также магистрам, аспирантам и специалистам, интересующимся геологией Восточной Сибири.

Курс «Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири» читается на геологическом факультете Иркутского госуниверситета в связи с тем, что он готовит специалистов-геологов главным образом для Восточной Сибири. Учебники по данному курсу отсутствуют, а сведения по геологии этого региона в учебниках по геологии России, изложены кратко и зачастую опровергнуты. Настоящее пособие поможет частично заполнить этот пробел. В нём основное внимание уделяется геологической части курса.

Минимальный объем сведений по геологии Восточной Сибири содержится в ранее прочитанном курсе «Геология России». В предлагаемом курсе более углубленно рассматривается геологическое, тектоническое и глубинное строение, история геологического развития, связь полезных ископаемых с геологическими формациями и тектоническими структурами в пределах этого региона.

Изученность геологического строения Восточной Сибири весьма неравномерная. Относительно хорошо исследована южная её часть, прилегающая к железным дорогам и территории с известными и разрабатываемыми крупными месторождениями полезных ископаемых. Северные и труднодоступные районы исследованы слабо. Это наложило свой отпечаток на детальность и однозначность излагаемого материала.

В основу настоящего учебного пособия положены серийные легенды для государственных геологических карт масштаба 1:200 000, составленные в последние годы для большей части территории Восточной Сибири. В них нашло отражение современное состояние изученности территорий. Использована также наиболее полная сводка по тематике курса, представленная в многотомной монографии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых». Четвертый том этой монографии посвящен Сибирской платформе, седьмой – ее южному складчатому обрамлению. Ряд сведений о различных аспектах геологии и полезных ископаемых Восточной Сибири почерпнуты в геологических журналах, сборниках и монографиях, производственных и научных отчетах, картах геологического содержания разных масштабов, изданных и хранящихся в фондах геологических организаций. Использованы также материалы, собранные автором в процессе многолетних исследований в различных регионах Восточной Сибири.

Следует иметь в виду, что сведения по геологии региона постоянно пополняются. Они зачастую в значительной степени корректируют существовавшие представления о

геологическом строении региона, а иногда и коренным образом их изменяют. В связи с этим изложенный ниже материал на лекциях и практических занятиях будет постоянно корректироваться и дополняться.

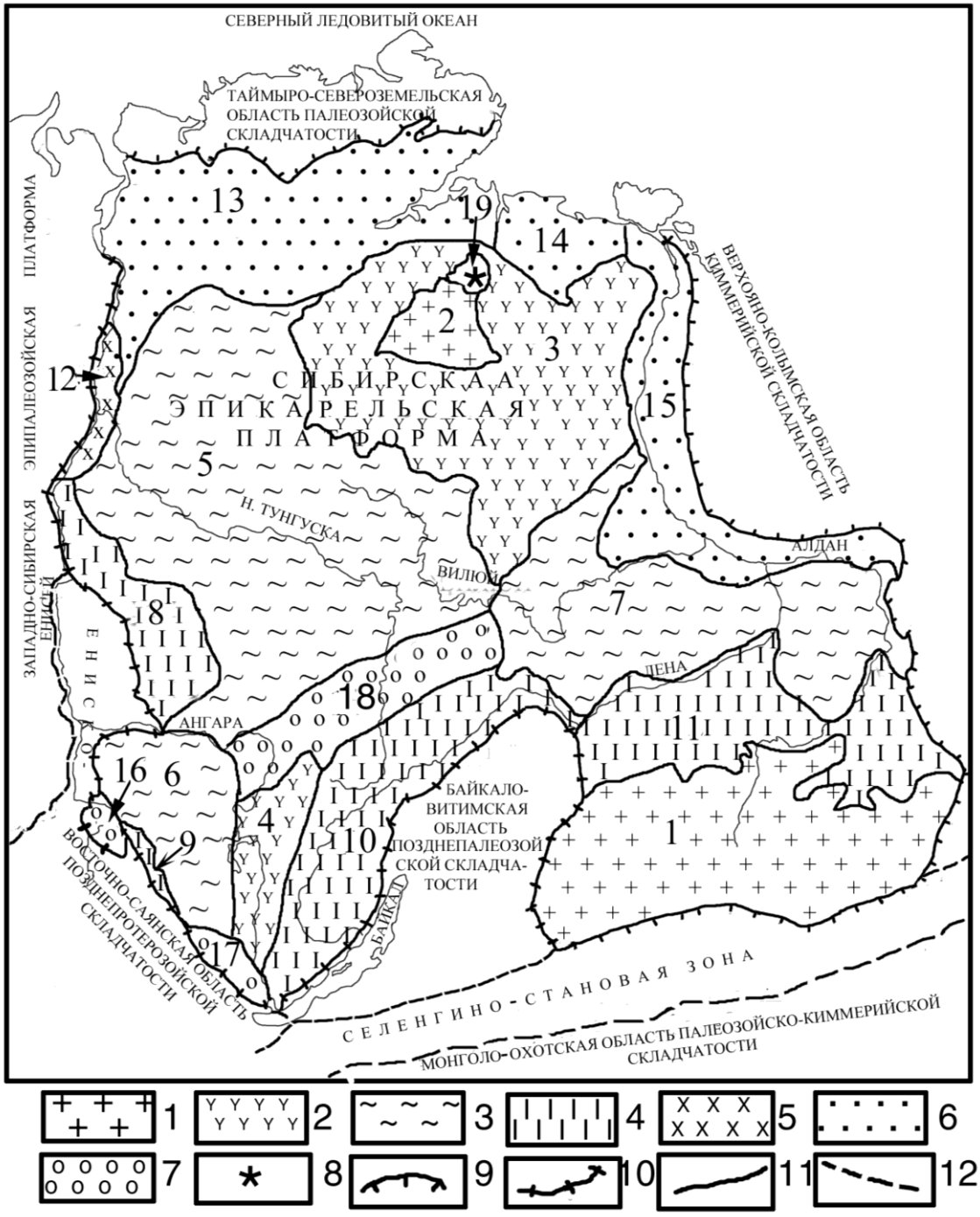

Рис. 1. Схема тектонического районирования Восточной Сибири и главных структурных элементов Сибирской эпикарельской платформы.

1 – щиты (1 – Алданский, 2 – Анабарский); 2 – антеклизы (3 – Анабаро-Оленёкская, 4 – Непско-Ботуобинская); 3 – синеклизы (5 – Тунгусская, 6 – Ангаро-Тасеевская, 7 – Вилюйская); 4 – перикратонные прогибы (8 – Приенисейский, 9 – Присаянский, 10 – Байкало-Патомский, 11 – Среднеленский); 5 – Туруха-но-Игарское краевое поднятие (12); 6 – краевые прогибы (13 – Хатанго-Енисейский, 14 – Лено-Анабарский, 15 – Предверхоянский); 7 – наложенные прогибы (16 – Канский, 17 – Иркутский, 18 – Ангаро-Вилюйский); 8 – Попигайская астроблема (19); 9–12 – границы: 9–10 – Сибирской платформы (9 – тектонические, 10 – стратиграфические и неопределённые); 11 – структур Сибирской платформы; 12 – структурных областей за пределами Сибирской платформы

1. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В основу раздела «Сибирская платформа» положены главным образом монографии: «Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа» и «Геология Сибирской платформы». Монография «Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия)» положена в основу разделов, касающихся восточной части Сибирской платформы. При рассмотрении геологии юга платформы отражены преимущественно взгляды геологов ВостСибНИИГиМСа В. И. Бялого, Т. А. Дольник, А. И. Ильина и других, изложенные в научных отчетах и статьях. Использованы также данные серийных легенд для карт масштаба 1:200 000. Иллюстрации к этому разделу заимствованы из монографии «Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа» с незначительными изменениями.

Понятие «Сибирская платформа» впервые ввел в геологическую литературу А. А. Борисяк в 1923 г. С тех пор под Сибирской платформой понимается обширный регион Восточной Сибири с двухэтажным тектоническим строением. Это сегмент земной коры, относительно стабильный в течение от рифея до кайнозоя, ограниченный складчатыми сооружениями позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста. Нижний структурный этаж – фундамент сложен раннедокембрийскими преимущественно кристаллическими породами, верхний (чехол) – неметаморфизованными относительно слабодислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами с возрастом от рифея до кайнозоя. Площадь Сибирской платформы в современном эрозионном срезе составляет свыше 4 млн. квадратных километров.

Гидрография. Сибирская платформа располагается между реками Енисей на западе и Леной с притоком Алдан на востоке. Эти могучие реки текут в субмеридиональном направлении и впадают в краевые моря акватории Северного Ледовитого океана. Енисей впадает в Карское море, Лена – в море Лаптевых. Их притоки пересекают территорию Сибирской платформы преимущественно в субширотном направлении. Главные притоки Енисея (с юга на север): Ангара или Верхняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска и Курейка. Все они являются правыми притоками Енисея. Главные правые притоки реки Лены (с юга на север): Киренга, Витим, Олёкма и Алдан; левые притоки (с юга на север): Кута, Вилюй. На севере платформы, кроме того, впадают в море Лаптевых реки (с востока на запад) Оленёк, Анабар и Хатанга.

Орография. Рельеф платформы весьма разнообразен. Большую часть ее территории занимает Среднесибирское плоскогорье. На фоне общего высокого стояния поверхности платформы выделяются отдельные более поднятые участки, которые называются плато. На её северо-западе расположено Путоранское (плато Путорана), на северо-востоке – Анабарское, на западе – Тунгусское и Заангарское, на юго-западе – Приангарское, на юге – Лено-Ангарское и Приленское плато. С юга платформу окружают горные сооружения, в поднятие которых вовлечены и ее краевые части (с востока на запад): Алдано-Становое и Байкало-Патомское нагорья, горы Западного Прибайкалья и Восточного Саяна, поднятие Енисейского кряжа. С севера Среднесибирское плоскогорье окружают низменности: Западно-Сибирская на западе и северо-западе, Северо-Сибирская на севере и Центрально-Якутская на северо-востоке. Последние две занимают часть территории Сибирской платформы. Восточнее Центрально-Якутской низменности расположен Верхоянский хребет, севернее Северо-Сибирской – морские просторы, а на полуострове Таймыр – хребет Бырранга.

1.1. ГРАНИЦЫ

Границы Сибирской платформы, возникшей как самостоятельная структура в конце раннего протерозоя, в течение геологической истории, в результате тектоно-магматических процессов в краевых частях, в значительной степени изменялись.

На востоке платформа граничит с Верхояно-Колымской областью мезозойской складчатости (см. рис. 1). По геофизическим данным кристаллический фундамент Сибирской платформы прослеживается в основании этой области до Колымского и Охотского срединных массивов. С начала рифея до среднего карбона территория этой области представляла собой перикратонный прогиб платформы, где накапливались шельфовые терригенно-карбонатные отложения. Лишь на юге области, в районе хребта Сетте-Дабан, существовали миогеосинклинальные условия и накапливались терригенно-карбонатные отложения большой мощности, впоследствии интенсивно дислоцированные. На некоторых уровнях разреза этого времени отмечаются вулканиты основного состава.

На границе раннего и среднего карбона произошел перелом в развитии Верхояно-Колымской области, резко усилилось прогибание. Со среднего карбона до ранней юры накапливались терригенно-глинистые осадки верхоянского комплекса миогеосинклинального характера мощностью 12–15 км. Вблизи границы с платформой разрез этого времени амагматичен. С удалением от края платформы роль магматических образований возрастала и достигала апогея вблизи Колымского срединного массива.

Со средней юры до конца мела в области господствовал орогенный режим. Накопившиеся отложения подверглись складчатости и метаморфическим изменениям, внедрились гранитоиды. Территория области испытала поднятие и превратилась в горную область, у западного края которой на Сибирской платформе возник Предверхоянский краевой прогиб. В процессе эволюции горных сооружений складчатые образования области, представленные Верхоянским антиклинорием, надвигались на краевой прогиб платформы. В результате в районе правобережья рек Лены и Алдана сформировалась граница Предверхоянского краевого прогиба Сибирской платформы с Верхоянским антиклинорием Верхояно-Колымской складчатой области чешуйчато-надвигового характера. Амплитуда горизонтальных перемещений здесь оценивается в первые десятки километров.

Далее к югу складчатые сооружения Сетте-Дабанского антиклинория этой же области контактируют по Нельканскому разлому типа взбросо-сдвига со Среднеленским перикратонным прогибом и Алданским щитом платформы.

Достигая побережья Охотского моря, граница платформы под острым углом разворачивается в западном направлении. На юге граница платформы проводится в зависимости от взглядов на природу Становой области. Одни исследователи считают Становую область частью щита и выделяют Алдано-Становой щит. В этом случае граница платформы проводится южнее Становой области по Монголо-Охотскому шву, по которому Алдано-Становой щит граничит с палеозойско-мезозойской Монголо-Охотской складчатой областью. Другие выделяют Становую область в самостоятельную структуру. В ее пределах действительно распространены глубоко метаморфизованные образования архея, сопоставляемые с комплексами пород Алданского щита. Но в последующем они подверглись неоднократной тектоно-магматической активизации, сопровождаемой обычно интенсивной гранитизацией, во многом изменившей облик этой области. При этом варианте, принимаемом большинством исследователей, граница платформы проходит по долгоживущей Становой шовной зоне между Алданским щитом и Становой областью. Последние движения надвигового характера произошли по ней уже после раннего мела, амплитуда их достигала 70–80 км. В настоящем пособии принимается второй вариант.

В районе Байкальской горной области граница платформы с Байкало-Витимской областью байкальской складчатости имеет дугообразную форму (Байкало-Патомская дуга) и также проводится неоднозначно. Большинство исследователей проводят ее традиционно по современной границе выходов чехла платформы, т. е. по границе выходов рифейских образований, залегающих в основании платформенного чехла на блоках раннедокембрийских образований. При таком варианте граница платформы на отдельных участках, где наблюдается непрерывное облегание этих блоков (Нечерский, Тонодский, Чуйский) рифейскими образованиями со всех сторон, становится неопределённой. Другие проводят границу платформы по дугообразной системе разломов, отделяющих складча-

тые сооружения Байкало-Витимской области от блоков раннедокембрийских образований – выступов фундамента платформы и наложенных на них прогибов. На востоке расположен Сюльбанский разлом северо-западного простирания. На западе его сменяет Нюрундуканский разлом северо-восточного простирания. Сочленение этих разломов, или субширотный отрезок границы, в основном уничтожен палеозойскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. К югу Нюрундуканский разлом сменяется Приморским разломом.

Территория Байкало-Витимской складчатой области в раннем докембрии развивалась, по-видимому, как единая структура с фундаментом платформы. Граница платформы располагалась, вероятно, вблизи Монголо-Охотской шовной зоны. Но, начиная с рифея, эта территория подвергалась неоднократной тектоно-магматической активизации, что привело к ее обособлению от платформы.

В районе гор Восточного Саяна граница приобретает северо-западное простирание и проводится либо по границе выходов рифейских образований чехла платформы, либо по Главному Саянскому и Бирюсинскому разломам, отделяющим краевые выступы ее фундамента от байкальских складчатых сооружений.

На восточных склонах Енисейского кряжа граница платформы проводится по системе разломов, отделяющих образования чехла платформы от байкальских складчатых сооружений, и имеет, как и в горах Восточного Саяна, северо-западное простирание, но более круто повернутое к северу. Здесь для позднего протерозоя наблюдается, в общем, постепенная смена отложений перикратонного прогиба платформы миогеосинклинальными образованиями складчатой области, нарушенная последующей разрывной тектоникой. С востока на запад возрастают мощности разреза, его дислоцированность и метаморфизм. В складчатой области появляются магматические образования, роль их возрастает также в западном направлении.

В настоящем учебном пособии на этих участках Сибирская платформа рассматривается в границах современного распространения её чехла.

На западе граница Сибирской платформы перекрыта мезокайнозойским чехлом эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы. Под этим чехлом установлено, что кристаллический фундамент в западной части Западно-Сибирской платформы единый с фундаментом Сибирской платформы. Западнее фундамент Западно-Сибирской платформы представлен рифейско-палеозойскими складчатыми сооружениями. Под мезокайнозойским чехлом они надвинуты на образования низов чехла Сибирской платформы.

На севере граница платформы перекрыта мезокайнозойскими отложениями Хатанго-Енисейского краевого прогиба. Под ними платформа по разлому граничит с палеозойскими складчатыми сооружениями Таймыро-Североземельской области.

На севере Таймырского полуострова располагается Карский срединный массив, сложенный раннедокембрийскими кристаллическими образованиями. По его периферии выходят породы позднего протерозоя, представляющие полное развитие геосинклинали байкальского тектоно-магматического цикла. Их некоторые исследователи рассматривают как отложения перикратонного прогиба Сибирской платформы. К югу от Карского срединного массива выходят раннепалеозойские миогеосинклинальные образования. В южной части полуострова распространены породы с возрастом от карбона до раннего триаса. Они хорошо сопоставляются с одновозрастными образованиями Тунгусской синеклизы платформы. Следовательно, в этот период юг полуострова представлял собой край Сибирской платформы. Но в среднем и позднем триасе на территории полуострова проявились складчатость и поднятие. А у подножия воздымающихся гор заложился Хатанго-Енисейский краевой прогиб.

К востоку от полуострова Таймыр граница платформы перекрыта мезокайнозойскими отложениями Лено-Анабарского краевого прогиба. К северу от него фрагментарно выходят мезозойские складчатые сооружения – продолжение Верхояно-Колымской складчатой области. Большая их часть погружена в акваторию моря Лаптевых, представляющую собой часть пассивной окраины Северного Ледовитого океана.

Таким образом, краевые части Сибирской платформы в разные периоды геологической истории подвергались тектономагматической активизации и превращались в складчатые сооружения, сокращая ее площадь. Современные границы платформы преимущественно разломные. Как правило, соседние складчатые образования надвинуты на платформу, сокращая её первоначальную площадь. На западе и севере они перекрыты мезокайнозойскими отложениями.

1.2. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Сибирская платформа возникла в конце карелия в результате карельской эпохи диастрофизма. Она является одной из первых платформ в истории Земли и вполне отвечает понятию «древняя платформа». Главными их признаками являются: архейско-раннепротерозойский возраст фундамента, отсутствие связи между структурным планом фундамента и чехла, перерыв между временем формирования фундамента и чехла в сотни миллионов лет, резкое несогласие структур фундамента и окружающих складчатых поясов. Сибирская платформа вместе с Восточно-Европейской и Северо-Американской образуют Лавразийский, или Северный, пояс древних платформ, обрастающих позднепротерозойскими и фанерозойскими складчатыми сооружениями. В строении Сибирской платформы четко различаются два структурных этажа: фундамент и чехол.

Фундамент сложен кристаллическими глубокометаморфизованными и магматическими интенсивно дислоцированными породами архея и карелия. Архейские образования слагают отдельные глыбы, представляющие собой сочетание разнотипных архейских структур. В пределах этих глыб в раннем протерозое существовали прогибы, где накапливались мощные толщи преимущественно осадочных отложений. Между архейскими глыбами располагаются карельские пояса разной подвижности, которые при своей консолидации сцементировали эти глыбы в единый гигантский мегаблок – фундамент платформы. Зоны сочленения блоков – структурные швы в дальнейшем периодически активизировались и во многом определяли распределение фаций и мощностей чехла платформы, а также контролировали магматические проявления и сопутствующую им минерализацию.

В строении чехла принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные практически неметаморфизованные и слабо дислоцированные отложения с возрастом от рифея доныне. Породы рифея иногда выделяют в самостоятельный промежуточный или тафрогенный этаж. В этом случае началом формирования чехла считается вендский период.

В тафрогенном этаже главные структуры первого порядка представлены авлакогенами и перикратонными прогибами. Авлакогены формировались на фоне поднятия, преобладали в центральной части платформы и выполнены осадочно-вулканогенными отложениями. Перикратонные прогибы развиты по периферии платформы и выполнены мощными ритмичными осадочными толщами, как правило, с трансгрессивной направленностью ритмов.

Породы чехла слагают несколько структурных ярусов, образования которых накапливались в течение седиментационных циклов. Границы циклов образовались в результате периодов структурных перестроек и потому в большинстве случаев являются несогласными. В циклах выделяются четыре стадии. Первая стадия трансгрессивная, когда в пределах платформы преобладали отрицательные движения, расширялись области осадконакопления, в основном накапливались терригенные отложения. Вторая стадия низкого стояния – инундационная, когда существовали обширные бассейны осадконакопления и, чаще всего, преобладали либо карбонатные, либо углисто-глинистые осадки. Третья стадия называется регрессивной, когда преобладали положительные тектонические движения, происходил распад крупных бассейнов осадконакопления, преобладали лагунные условия с соответствующими отложениями. Как правило, к этой стадии при-

урочены проявления платформенного вулканизма, представленные обычно трапповой формацией. Четвёртая стадия – эмерсивная – высокого стояния платформы, когда большая часть платформы представляла собой сушу, формировались коры выветривания, в отрицательных формах накапливались продукты их переотложения. К этой стадии приурочены обычно проявления интрузивного магматизма, представленные ультраосновными и щелочными разностями.

Время, место и стадии проявления седиментационных циклов в значительной степени зависели от тектонических движений в соседних складчатых областях. Отрицательные движения на платформе начинались в той её части, которые прилегали к областям, где закладывался геосинклинальный прогиб. Орогенному этапу развития подвижной области соответствовали регрессивная и эмерсивная стадии осадочных циклов на платформе.

Развитие циклов происходило волнообразно. На фоне общего преобладания опускания в начальную половину циклов отдельные части платформы испытывали относительно кратковременные малоамплитудные поднятия. Во второй половине циклов на фоне преобладания положительных движений проявлялись относительно кратковременные малоамплитудные отрицательные движения.

На Сибирской платформе выделяются следующие седиментационные циклы: венд-раннепалеозойский (венд – ранний ордовик), среднепалеозойский (средний ордовик – девон), позднепалеозойско-раннемезозойский (карбон – триас), позднемезозойско-раннекайнозойский (юра – палеоген) и кайнозойский – неотектонический (палеоген – настоящее время).

1.3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

В пределах Сибирской платформы наблюдаются выступы фундамента, сложенные преимущественно архейскими образованиями и представленные двумя щитами: Алданским и Анабарским и более мелкими его фрагментами (рис. 2). Остальная часть платформы, покрытая чехлом, выделяется в виде Лено-Енисейской плиты. Далее в тексте упоминаются лишь главные структуры второго и третьего порядка. Остальные структуры отражены на рис. 2.

Алданский щит имеет прямоугольную форму и занимает юго-восточную часть платформы. С юга на него надвинута Становая область. На востоке он ограничен выше упоминаемым Нельканским разломом. На западе Алданский щит имеет нерезкую границу с Байкало-Витимской областью. Иногда здесь выделяют Нечерский разлом, трудно выделяемый в геологической ситуации. На севере структуры щита погружаются под чехол. На Алданском щите расположен раннепротерозойский Удоканский прогиб протоплатформенного типа и межгорные впадины позднемезозойского времени: Чульманская, Усмунская, Апсатская и другие, по-видимому, представляющие собой фрагменты единого межгорного прогиба. Широкое распространение получили интрузивные образования с возрастом от раннего протерозоя до мела.

Анабарский щит расположен на северо-востоке платформы и имеет треугольную форму выхода. Составляющие его структуры со всех сторон погружаются под чехол платформы.

Более мелкие выступы фундамента расположены на юге платформы. На её юго-западе расположены **Шарыжалгайский и Бирюсинский выступы фундамента**, объединяемые иногда под названием Гутарский щит. В современном эрозионном срезе они имеют вытянутую в северо-западном направлении форму. На юго-западе эти выступы по Главному Саянскому разлому граничат с байкалидами, на северо-востоке они перекрыты отложениями чехла.

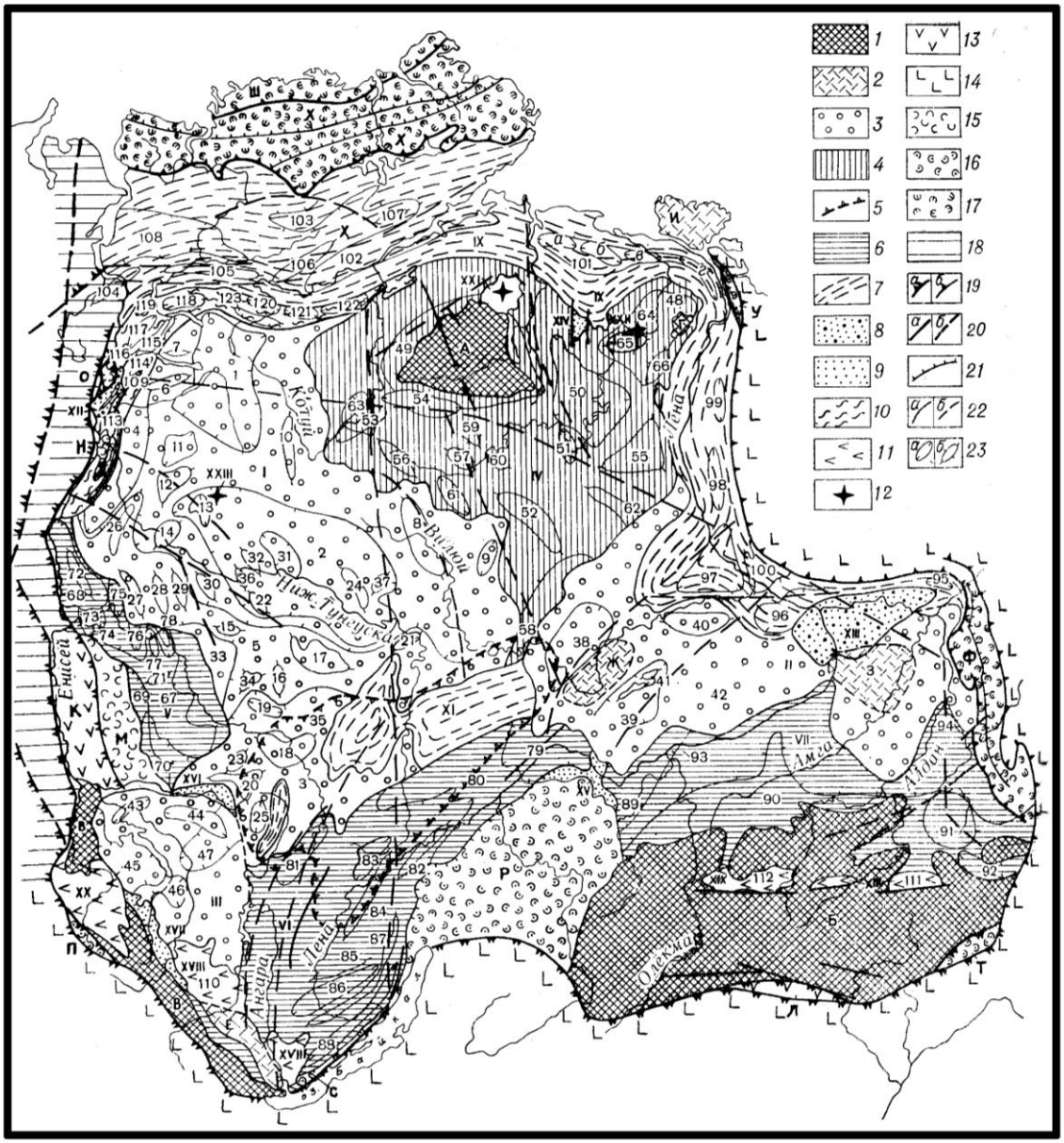

Рис. 2. Схема тектонического районирования Сибирской платформы (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):

1 – щиты: А – Анабарский, Б – Алдано-Становой, В – Гутарский; 2 – выступы с неглубоким залеганием фундамента: Г – Оленёкский, Е – Иркутский, Ж – Сунтарский, З – Якутский, И – Усть-Ленский; 3 – синеклизы: I – Тунгусская, II – Вилюйская, III – Ангаро-Тасеевская; 4 – антеклизы: IV – Анабаро-Оленёкская, 5 – погребённая антеклиза Непско-Ботуобинская; 6 – перикратонные прогибы (моноклизы): V – Приенисейский, VI – Байкало-Патомский, VII – Среднеленский; 7 – прогибы краевые и внутриплатформенные: VIII – Предверхоянский, IX – Лено-Анабарский, X – Енисее-Хатангский, XI – Ангаро-Вилюйский; 8 – предгорные прогибы: XII – Сухарихинский, XIII – Келинский; 9 –авлакогены: XIV – Уджинский, XV – Уринский, XVI – Иркинеевский, XVII – Урикско-Ийский; 10 – Туруханово-Игарское краевое поднятие; 11 – прогибы и впадины мезозойского времени: XVIII – Присаянский, XIX – Южно-Якутский, XX – Рыбинская; 12 – космогенные морфоструктуры (астроблемы): XXI – Попигайская, XXII – Безичиме-Салаатнинская, XXIII – Логанчинская; 13–17 – складчатое обрамление платформы: 13 – рифейские геосинклинали (К – Енисейский кряж, Л – Янканский прогиб); 14 – палеозойские и мезозойские геосинклинали; 15 – эпиплатформенные рифейского времени поднятия, сложенные рифейскими перикратонными комплексами (М – Приенисейское, Н – Туруханское, О – Игарское, сложенное рифейским авлакогенным комплексом); 16 – эпиплатформенные раннепалеозойского времени поднятия, сложенные рифейскими перикратонными комплексами (П – Присаянское, Р – Байкало-Патомское, С – Прибайкальское, Т – Шевлинское); 17 – эпиплатформенное мезозойского времени (У – Хараулахское поднятие, сложенное рифейским перикратонным комплексом, Ф – Сете-Дабанский антиклинорий, Нельканская надвиговая зона, Х – Таймырская – геосинклинальная зона, Ш – Карский срединный массив); 18 – чехол Западно-Сибирской платформы; 19 – краевые шовные зоны: а – полицикличные (крутые взбросо-сдвиговые), б – моноцикличные (чешуйчато-надвиговые); 20 – разломы фундамента: а – на поверхности, б – перекрытые чехлом;

Остальная часть платформы, покрытая чехлом, выделяется в качестве **Лено-Енисейской плиты**. В ее пределах выделяют две антеклизы: Анабаро-Оленёкскую и Непско-Ботуобинскую и три синеклизы: Ангаро-Тасеевскую, Тунгусскую и Вилюйскую.

Анабаро-Оленёкская антеклиза расположена на северо-востоке платформы. Её ядрами служат Анабарский щит и Оленёкское поднятие, в центре которого выходят раннепротерозойские образования. По направлению к краям антеклизы раннедокембрийские породы сменяются последовательно позднепротерозойскими, а затем раннепалеозойскими отложениями. Образования антеклизы перекрыты отложениями позднемезозойских краевых прогибов: на востоке Предверхоянского, на севере Лено-Анабарского; и позднепалеозойскими отложениями: на юге Вилюйской, на западе Тунгусской синеклиз.

Ангаро-Тасеевская синеклиза занимает юго-западный угол плиты. На востоке Непско-Ботуобинским сводом она отделена от Байкало-Ленского перикратонного прогиба. На юго-западе из-под низов разреза синеклизы выходят рифейские породы Присаянского перикратонного прогиба и докембрийские образования Шарыжалгайского и Бирюсинского блоков фундамента, сложенные раннедокембрийскими породами. Возраст слагающих синеклизу пород находится в пределах от венда до силура. На синеклизу наложен **Предсаянский позднемезозойский прогиб**, представленный **Канской и Иркутской впадинами**. На севере синеклиза граничит по Иркинеевскому выступу и позднепалеозойско-мезозойским впадинам **Ангаро-Вилюйского прогиба** с Тунгусской синеклизой.

---

21 – надвиги; 22 – границы структур первого порядка: а – на поверхности, б – погребённые; 23 – структуры второго и третьего порядков: а – впадины и мульды, б – поднятия, купола, валы. Цифры – структуры второго и третьего порядка. 1–37 – Тунгусская синеклиза. 1–4 – впадины: 1 – Сыверминская, 2 – Центральнотунгусская, 3 – Ванаварская, 4 – Нижнетунгусская; 5 – Учаминское (Катангское) поднятие; 6–22 – вал, мульда: 6 – Кулюмбинско-Горбнячинский, 7 – Хантайско-Кулюмбинский, 8 – Нижневилюйканский, 9 – Средне-Моркокинская, 10 – Кочечумо-Котуйканский, 11 – Неконгдаконская, 12 – Бильчанский, 13 – Юктелинская, 14 – Усть-Тутончанский, 15 – Сурингдинский, 16 – Лепчино-Янчембинский, 17 – Таймуро-Илимпейский, 18 – Джелиндуконский, 19 – Тычано-Муторайская, 20 – Верхнемайбенский, 21 – Довогнинский, 22 – Усть-Юнарский, 23 – Чадобедский купол; 24–32 – вал, мульда: 24 – Верхнетуруханский, 25 – Кежемская, 26 – Нойско-Анакитский, 27 – Верхнебахтинский, 28 – Верхнеучаминский, 29 – Среднеучаминский, 30 – Тепакинский, 31 – Кочечумская, 32 – Ямбуканский; 33 – Верхнечунский выступ; 34-37 – вал: 34 – Паимбинский, 35 – Южно-Чунский, 36 – Вивинский, 37 – Пирдинский. 38–42 – Вилюйская синеклиза. 38 – Ыгыатинская впадина; 39 – Кемпендяйская впадина; 40 – Хапчагайское поднятие; 41 – зона Кемпендяйских соляных куполов; 42 – Баппагайский выступ. Ангаро-Тасеевская синеклиза. 43–47 – впадины: 43 – Тасеевская, 44 – Мурская, 45 – Абанская, 46 – Канско-Тасеевская, 47 – Мурско-Чунская. 48–66 – Анабаро-Оленёкская антеклиза. 48 – Оленёкское поднятие; 49 – Анабарское поднятие; 50 – Суханская впадина; 51 – Тюнг-Силигиркая мульда; 52 – Мархинский вал; 53 – Муруктинская впадина; 54 – Аганалийская впадина; 55 – Мунское поднятие; 56 – Мойероканский вал; 57 – Верхнекенеликанский купол; 58 – Ботуобинско-Мархинское поднятие; 59 – Серкимский вал; 60 – Богольский вал; 61 – Верхнеморкокинская мульда; 62 – Анабаро-Тюнгское поднятие; 63 – Ессейское поднятие; 64 – Котюнгдинский грабен; 65 – Куойкское поднятие; 66 – Далдынское поднятие. 67–78 – Приенисейская моноклиза. 67 – Турамское поднятие; 68 – Бахтинская впадина; 69 – Вельминский выступ; 70–78 – мульда, вал: 70 – Верхнетерянская, 71 – Юдоканский, 72 – Бахтинский, 73 – Суломай-Лебяжинский, 74 – Гурьевская, 75 – Кузьмовская, 76 – Кондроминская, 77 – Енгидинский, 78 – Польпоровская. 79–88 – Прибайкальская моноклиза. 79 – Нюйско-Джербинсая впадина; 80 – Пеледуйское поднятие; 81 – Илимская впадина; 82 – Киренгский вал; 83 – Усть-Кутская впадина; 84-85 – валы: 84 – Марковский, 85 – Жигаловский; 86 – Илгинская впадина; 87 – Божеханский вал; 88 – Ушаковская впадина. 89-94 – Среднеленская моноклиза. 89 – Березовская впадина; 90 – Лено-Алданское поднятие; 91 – Омнинское поднятие; 92 – Улканская впадина; 93 – Харабалыкский вал; 94 – Юдомо-Майская впадина. 95–100 – Предверхоянский прогиб. 95–99 – впадины: 95 – Томпонская, 96 – Лунхинская, 97 – Линденская, 98 – Собопольская, 99 – Джарджанская; 100 – Китчанское поднятие. 101 – Лено-Анабарский прогиб. Анабаро-Оленёкская впадина с Юелинской (а), Буолкалахской (б), Таймылирской (в), Нижнеленской (г) мульдами. 102–108 – Енисее-Хатангский прогиб. 102 – Хатангская впадина; 103 – Янгодо-Горбитское поднятие; 104–107 – валы: 104 – Малохетский, 105 – Янгодо-Путоранский, 106 – Балахнинский, 107 – Байкуро-Котуйский, 108 – Усть-Енисейская впадина. 109 – Сухарихинский предгорный прогиб. 113–123 – Турухано-Игарская краевая зона. 113–115 – валы: 113 – Курейско-Летнинский, 114 – Кулюмбинский, 115 – Рыбинский; 116 – Хантайско-Рыбинское поднятие; 117–122 – мульды: 117 – Норильская, 118 – Жараелахская, 119 – Вологочанская, 120 – Большеавамская, 121 – Боярская, 122 – Дегалинская; 123 – Аяно-Амбардахский вал. 110–112 – структуры активизации: 110 – Присаянский прогиб, Иркутская впадина; 111–112 – Южно-Якутский прогиб (впадины: 111 – Чульманская, 112 – Токкинская)

Северо-западная треть плиты занята **Тунгусской синеклизой**, существовавшей как самостоятельная структура с раннего карбона до раннего триаса включительно. На севере она ограничена Хатанго-Енисейским краевым прогибом. На северо-востоке слагающие её отложения налегают на раннепалеозойские образования Анабаро-Оленёкской антеклизы. На востоке системой поднятий Непско-Ботуобинского свода она отделена от Вилюйской синеклизы. На юге Тунгусскую синеклизу от Ангаро-Тасеевской отделяет **Иркинеевский выступ** и **Ангаро-Вилюйский прогиб.**

К югу от Анабаро-Оленёкской антеклизы до Присаянья прослеживается относительно узкой полосой **Непско-Ботуобинская антеклиза (свод)** с характерными складками непского типа: узкие антиклинальные складки с оборванными разломами крыльев, в результате чего разделяющие их синклинали практически отсутствуют. В её пределах выходят лишь породы кембрия и ордовика. Она отделяет Вилюйскую синеклизу и Байкало-Патомский перикратонный прогиб от Тунгусской и Ангаро-Тасеевской синеклиз, расположенных к западу от неё. На юго-западе она имеет стратиграфический контакт с образованиями Приенисейского перикратонного прогиба, а на западе слагающие её породы перекрыты мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Наконец, к северо-западу от неё выходят раннепалеозойские и позднепротерозойские породы **Турухано-Игарского краевого поднятия** платформы.

На востоке плиты расположена **Вилюйская синеклиза** с возрастом отложений от перми до мела. В её основании выделяется **Вилюйский авлакоген**, девон-карбоновые образования которого выходят на поверхность на юге синеклизы в виде вытянутых в северо-восточном направлении линз. На северо-востоке и востоке Вилюйская синеклиза соединяется с Предверхоянским краевым прогибом, с которым в позднем мезозое представляла единую структуру и от которого отделена лишь системой флексур. На юге слагающие её отложения перекрывают раннепалеозойские породы Средне-Ленского прогиба. На западе и юго-западе синеклиза ограничена Непско-Ботуобинским сводом (антеклизой).

Вдоль южной окраины плиты располагается система перикратонных прогибов, существовавших в течение позднего докембрия и раннего палеозоя (с востока на запад): **Среднеленский, Байкало-Патомский** (для венд-кембрийского времени он называется иногда Ангаро-Ленским), **Присаянский, Приенисейский**. Они залегают на раннедокембрийских образованиях обрамления платформы. К центру платформы наблюдается омоложение отложений, нарушенное кое-где складчатостью, вплоть до ордовика. Поэтому их ещё называют моноклизами. С севера плиту окаймляют краевые прогибы позднемезозойского возраста (с востока на запад): **Предверхоянский, Лено-Анабарский, Хатанго-Енисейский**. По периферии платформы на них надвинуты складчатые сооружения. К центру платформы отложения краевых прогибов с несогласием перекрывают позднепалеозойские отложения центральной части платформы.

На северо-западе платформы выделяется **Турухано-Игарское краевое поднятие**, в пределах которого выступают породы позднего протерозоя и раннего палеозоя. На западе оно перекрыто отложениями чехла Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы, на севере – Хатанго-Енисейского краевого прогиба, на востоке и юге – отложениями Тунгусской синеклизы.

В пределах этих структур выделяются структуры более высоких порядков (рис. 2), которые будут рассмотрены ниже при описании структур первого порядка.

1.4. ДИЗЪЮНКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА

Дизьюнктивная тектоника играла значительную роль в развитии платформы. Движения по разломам проявлялись преимущественно в конце геотектонических циклов развития платформы. Они контролировали магматические проявления и предопределяли структурные перестройки. По морфологии различают круто- и пологопадающие разломы различной кинематики. По глубине заложения разломы делятся на коровые, коромантий-

ные и мантийные. Последние различаются по глубине проникновения в мантию. По времени образования разломы Сибирской платформы можно разделить на семь групп: архейские, раннепротерозойские, рифейские, венд-раннепалеозойские, среднепалеозойские, позднепалеозойские-раннемезозойские, средне-позднемезозойские и кайнозойские. Основная сеть разломов заложилась еще в раннем докембрии в процессе формирования фундамента платформы.

В конце раннего архея возникли разломы, ограничивающие относительно устойчивые блоки, так называемые литоплинты, имеющие форму, близкую к изометричной. В условиях маломощной пластичной коры, характерной для раннего архея, они, как правило, образовывали круговые системы и были преимущественно коровыми. В позднем архее уже значительную роль играли линейные зоны разломов, контролировавшие формирование зеленокаменных поясов и проникавшие в мантию. В связи с этим по ним на поверхность и вблизи поверхностного пространства поступала магма основного и ультраосновного составов. Во второй половине формирования зеленокаменных поясов преобладали коровые разломы. Они контролировали магматические проявления преимущественно кисло-среднего составов.

В раннем протерозое движения по разломам начались в период дробления архейского фундамента и заложения подвижных зон. Они возникали либо унаследованно от разломов архейского возраста, либо закладывались новые системы разломов. В раннепротерозойский цикл возникли наиболее крупные разломы, наметившие границы платформы, либо разделившие ее на мегаблоки. По большинству этих разломов движения продолжались в рифее и периодически проявлялись в начальные или заключительные стадии различных этапов формирования чехла. Таким образом, эти разломы являются долгоживущими и характеризуются чередованием условий сжатия и растяжения. Они разделяли участки платформы с разным ходом развития, палеогеографические области, во многом контролировали проявления магматизма и рудообразования последующих этапов.

Рифейские системы разломов предопределили дробление краевых частей фундамента, проявившееся на западе и юге платформы. На раздробленном фундаменте заложились Байкало-Витимская, Восточно-Саянская и Енисейская подвижные области. В результате территория Сибирской платформы была несколько сокращена. В центральных частях платформы разломы контролировали расположение авлакогенов и имели коромантийный характер.

Главные разломы венд-раннепалеозойского времени разделяли крупные палеогеографические области и контролировали возникновение рифогенной зоны, отделившей внутреннюю, преимущественно лагунную, часть от северо-восточной области открытого моря.

Среднепалеозойские разломы в основном проявились в конце цикла, в девоне. Они развиты в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы, где сопровождались складчатые дислокации, и имеют северо-северо-восточное простирание. Севернее разломы контролировали расположение проявлений кимберлитового магматизма. В пределах Вилюйской синеклизы по разломам северо-восточного простирания заложилась система Вилюйского авлакогена, где разломы контролировали магматическую деятельность как основного, так и, в меньшей степени, кислого составов. По периферии платформы разломы определяли контуры предгорных впадин у подножия горных систем, существовавших на территории окружающих её с юга складчатых областей.

В начале позднепалеозойско-раннемезозойского цикла продолжались движения по разломам в Вилюйском авлакогене. На востоке платформы они были сопряжены с активизацией тектонических движений, приведших к возникновению на краевой части платформы Верхояно-Колымской складчатой области. В конце цикла активизировались разломы почти по всей платформе. Они контролировали интенсивную магматическую деятельность основного, ультраосновного, щелочноосновного и щелочноультраосновного составов, что свидетельствует о проникновении их глубоко в мантию. Особо интенсивное

развитие сеть разломов получила в пределах Тунгусской синеклизы, где она контролировала проявления трапповой формации. Простирание разломов было преимущественно субмеридиональным, на севере – субширотным.

Средне-позднемезозойские системы разломов в основном существовали по периферии платформы. На севере и востоке по ним надвигались на краевые прогибы складчатые сооружения подвижных областей. Краевые прогибы поперечными разломами были разбиты на блоки, погружающиеся с разной интенсивностью. На юге разломы отделяли воздымающиеся горные системы Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Байкальской и Алдано-Становой областей от платформы, в краевых частях которой возникли предгорные прогибы. На западе они отделяли Сибирскую древнюю платформу от области прогибания Западно-Сибирской молодой платформы. Движения по разломам в кайнозое будут рассмотрены в разделе «*Позднекайнозойский седиментационный цикл*».

1.5. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Глубинное строение Сибирской платформы изучалось с помощью глубокого бурения и геофизических методов. В основном это сейсмические, гравиметрические, электрические и магнитометрические методы. Сопоставление данных различных геофизических методов и глубокого бурения позволило установить главные особенности глубоких горизонтов Сибирской платформы.

Плотность вещества верхней мантии до астеносферного слоя характеризуется обычными для платформ средними значениями в пределах 3,25–3,28 г/см^3. Некоторое понижение средней плотности верхней мантии до 3,23–3,25 г/см^3 отмечается под отрицательными структурами мезокайнозойского времени: под Западно–Сибирской платформой, Хатанго–Енисейским и Предверхоянским прогибами и под Вилюйской синеклизой. Около зоны Байкальского рифта она также понижается до 3,21–3,23 г/см^3. Уплотнение верхней мантии до 3,28–3,30 г/см^3 наблюдается под Анабарским щитом, восточной частью Алданского щита и под Енисейским кряжем. Плотностные неоднородности верхней мантии свидетельствуют об активности мантийных процессов, определяющих распространение и интенсивность неотектонических движений.

На большей части платформы граничные мантийные скорости продольных сейсмических волн составляют 8,0–8,2 км/с. Для отдельных блоков эти скорости повышаются до 8,3–8,5 км/с. В районах, прилегающих к Байкальской рифтовой области, они понижаются до 7,7–7,8 км/с.

На границе кора–мантия выделяется переходный слой мощностью несколько километров. Граница Мохоровичича (Мохо) представляется многоярусным слоем с многочисленными отражающими площадками с различными углами наклона и со скоростями распространения упругих колебаний в пределах 7,3–7,8 км/с. Природа этих площадок остается неясной. Одни исследователи предполагают, что они возникли в результате проникновения тектонических клиньев мантии в основание коры, другие – считают, что это пластовые интрузии ультраосновных пород.

Мощность коры колеблется в пределах от 30 до 48 км, преимущественно – в пределах от 33 до 43 км (рис. 3). Амплитуда колебаний поверхности Мохо достигает 18 км. Западная половина платформы характеризуется, в общем, более высоким положением поверхности Мохо. Наиболее поднята она под Хатанго-Енисейским прогибом, где мощность коры сокращается до 30 км; наиболее опущена – в районе гор Путорана, где мощность коры возрастает до 48 км. Остальная часть западной половины платформы характеризуется колебаниями мощности кора в пределах 2–4 км. Здесь наблюдается и более высокая плотность мантии. Восточная часть характеризуется в среднем более высокими мощностями коры. Наибольших значений она достигает под Анабарским и Алданским щитами, где составляет 45–48 км; наименьших (33–36 км) – под Предверхоянским крае-

вым прогибом и Вилюйской синеклизой. При переходе к окружающим складчатым областям мощность коры, как правило, возрастает.

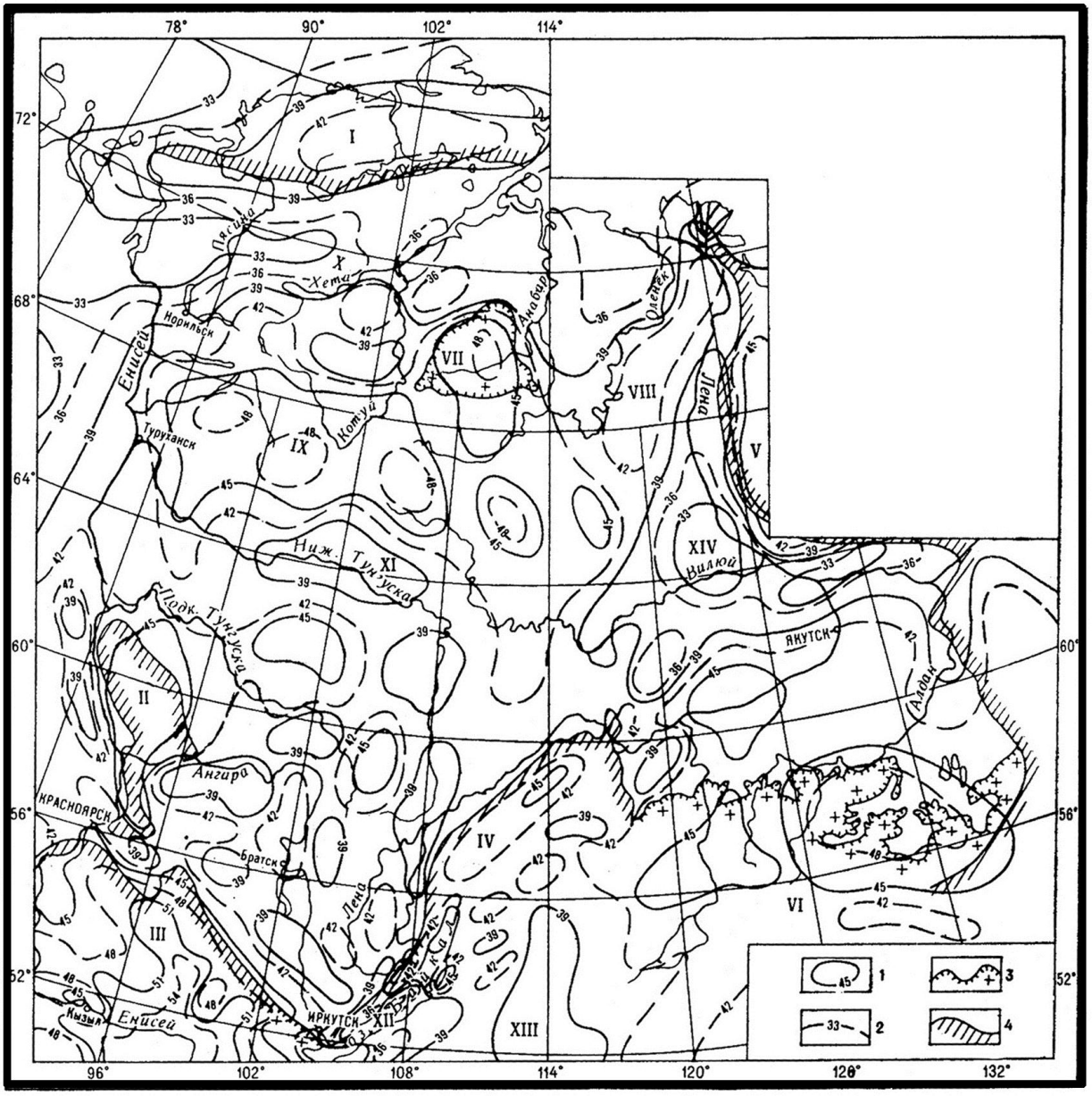

Рис. 3. Схема рельефа поверхности Мохоровичича Сибирской платформы (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–2 – изогипсы поверхности Мохоровичича, км от уровня моря: 1 – основные, 2 – вспомогательные; 3–4 – выходы на дневную поверхность: 3 – пород кристаллического фундамента, 4 – складчатых комплексов.
Крупные морфоструктурные зоны по поверхности Мохоровичича: I–IX – отрицательные (I – Таймырская, II – Енисейско-Ангарская, III – Восточно-Саянская, IV – Патомская, V – Верхоянская, VI – Алданская, VII – Анабарская, VIII – Оленёкская, IX – Путоранская); X–XIV – положительные (X – Енисее-Хатангская, XI – Туринская, XII – Байкальская, XIII – Витимо-Муйская, XIV – Лено-Вилюйская)

Граница «гранулит-базальтового» («базальтового») и «гранит-метаморфического» («гранитного») слоев (граница Конрада) в пределах платформы нечеткая и проводится в значительной степени условно. Для «базальтового» слоя западной части платформы характерны скорости продольных сейсмических волн 6,9–7,1 км/с, для восточной – 6,7–6,9 км/с. Мощность «базальтового» слоя колеблется в пределах 13–32 км (рис. 4). Минимальные мощности этого слоя установлены для Хатанго-Енисейского и Предверхоянского краевых прогибов и Вилюйской синеклизы, где они составляют 13–16 км, максимальные – для

Анабарского щита (до 28 км) и восточной части Алданского щита (31–32 км). На западе Алданского щита они снижаются до 22–27 км, что связано, по-видимому, с формированием Байкальской рифтовой зоны. На остальной части платформы мощность «базальтового» слоя в среднем составляет 19 ± 3–6 км с преобладанием изменений в сторону ее возрастания. Увеличение мощности «базальтового» слоя наблюдается почти повсеместно в пределах горно-складчатого обрамления платформы. Установлено, что изменение мощности коры в пределах платформы и ее обрамления происходит в основном за счет изменения мощности «базальтового» слоя. Это указывает на проявление значительных вертикальных перемещений блоков.

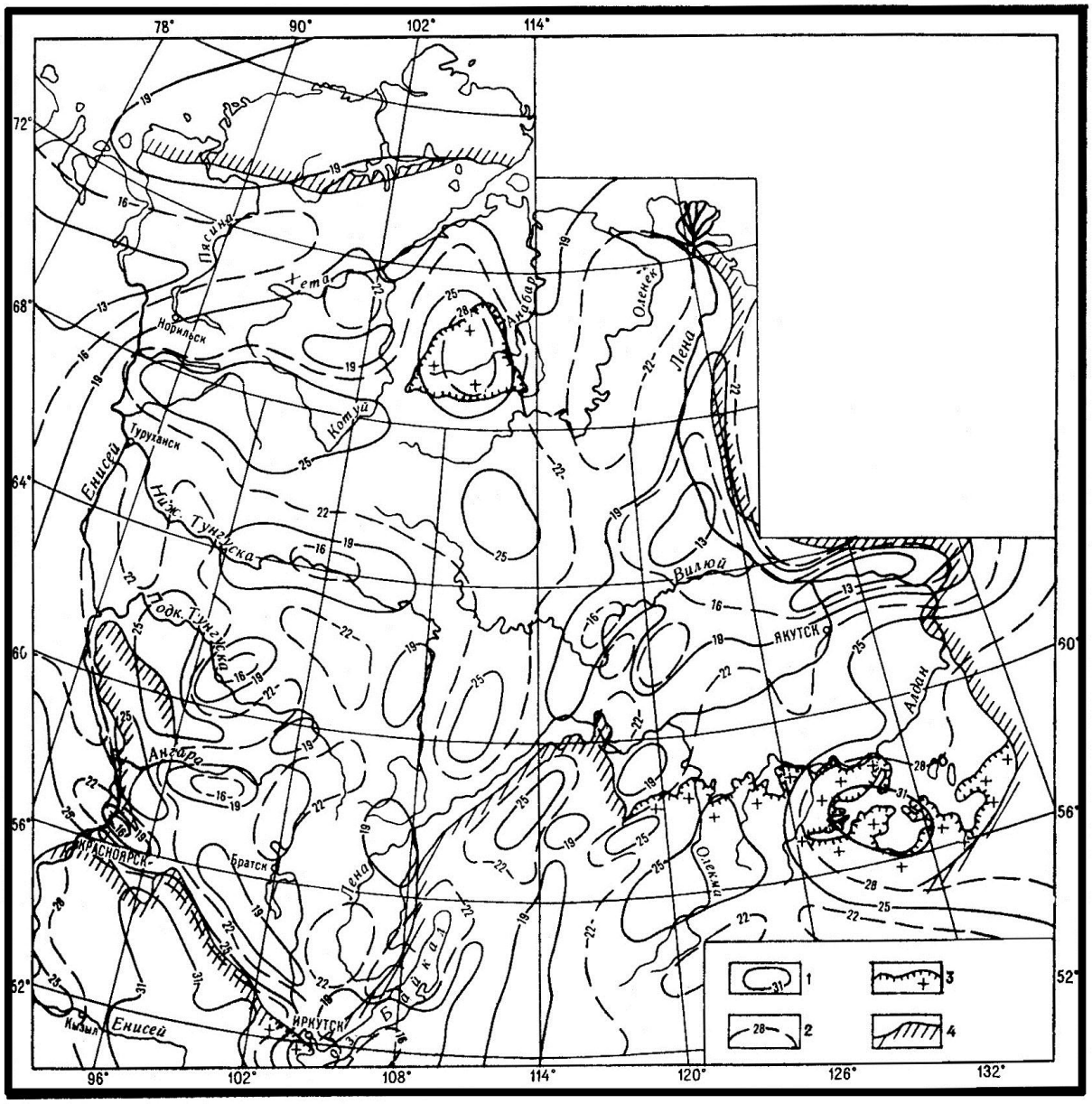

Рис. 4. Схема мощности «базальтового» слоя Сибирской платформы (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–2 – изопахиты базальтового слоя, км: 1 – основные, 2 – вспомогательные; 3–4 – выходы на дневную поверхность: 3 – пород кристаллического фундамента, 4 – складчатых комплексов

Скорости продольных сейсмических волн для «гранитно-метаморфического» слоя составляют для западной части платформы 6,0–6,3 км/с, а для восточной – 6,1–6,4 км/с. Изменяются и средние плотности этого слоя. В западной половине платформы они в

среднем равны 2,74–2,76 г/см^3, на некоторых участках понижаясь до 2,65 г/см^3 или повышаясь до 2,77–2,82 г/см^3. Для восточной половины платформы в среднем характерны более высокие плотности «гранитно-метаморфического» слоя. Под щитами они составляют 2,77–2,82 г/см^3 и повышается в пределах отрицательных структур. Мощность «гранитно-метаморфического» слоя в среднем равна 16 км. Наименьшие его мощности установлены для Хатанго-Енисейского прогиба (7 км) и для Вилюйской синеклизы (10 км). Повышения мощности «гранитно-метаморфического» слоя до 19–22 км установлены для Анабарского и Алданского щитов и для плато Путорана (рис. 5). Широкие вариации мощности и плотности «гранитно-метаморфического» слоя обусловлены его блоковым строением и различным характером преобразований пород блоков под воздействием эндогенных процессов.

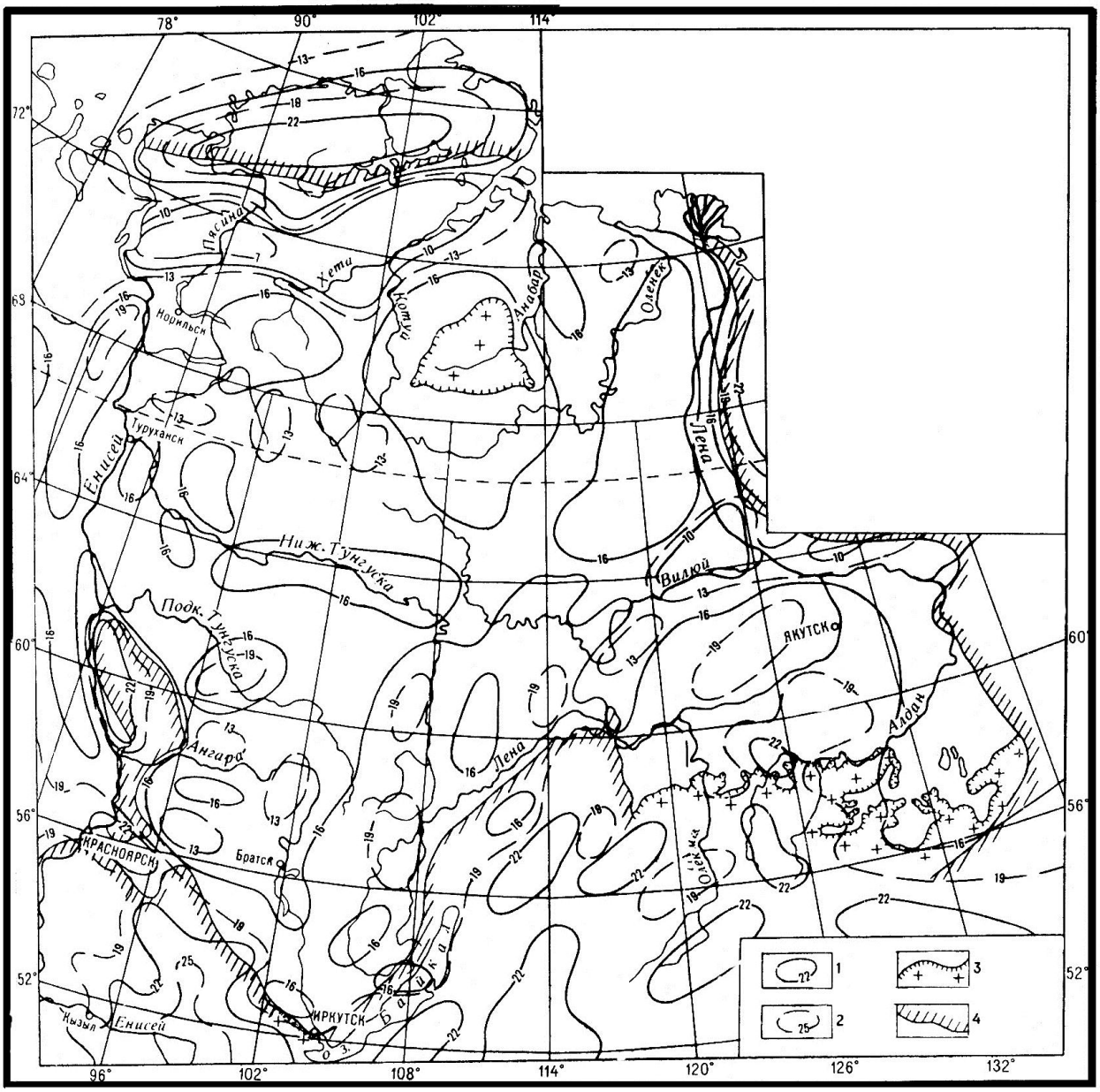

Рис. 5. Схема мощности «гранито-метаморфического» слоя Сибирской платформы (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):

1–2 – изопахиты гранито-метаморфического слоя, км: 1 – основные, 2 – вспомогательные; 3–4 – выходы на дневную поверхность: 3 – пород кристаллического фундамента, 4 – складчатых комплексов

Поверхность кристаллического фундамента расчленена весьма интенсивно. В пределах щитов мощность чехла в основном равна 0. Наибольшие мощности чехла характерны для мезокайнозойских отрицательных структур севера платформы. В пределах Хатанго-Енисейского прогиба глубина залегания кристаллического фундамента достигает 12–15 км, в пределах Предверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы – 8–9 км. В остальной части платформы мощность чехла на поднятиях составляет 2–4 км, во впадинах 6–8 км. В общем, мощность чехла в восточной части площади меньше, чем в западной.

Вышеприведенные данные о глубинном строении Сибирской платформы позволяют установить общие закономерности взаимосвязи глубинных структур с поверхностными. Разнообразие тектонических форм в коре обусловлено в основном процессами в верхней мантии. Повышенная её плотность приходится на стабильные сегменты платформы, такие как Анабарский и Алданский щиты. Региональным поднятиям кровли консолидированного субстрата соответствуют прогибы в поверхности Мохо и, наоборот, прогибам в поверхности фундамента отвечают поднятия поверхности мантии. Из этой закономерности выпадают участки, захваченные процессами рифтогенеза. Здесь положение границы кора–мантия обусловлено резкими изменениями плотности вещества верхней мантии. Такая же зависимость наблюдается в мощностях «гранулито-базальтового» и «гранито-метаморфического» слоев. Наибольшие их мощности присущи регионам поднятия кровли консолидированного фундамента, а наименьшие – регионам ее прогибания.

Комплексная интерпретация геолого-геофизического материала позволила выделить блоки разного ранга. Вся территория платформы делится на два мегаблока: западный – Ангаро-Тунгусский и восточный – Алдано-Анабарский. Они различаются состоянием вещества верхней мантии и глубинным строением. В Ангаро-Тунгусском мегаблоке верхняя мантия более разуплотнена, мощность и плотность «гранитно-метаморфического» слоя коры существенно меньше, поверхность кристаллического фундамента погружена на большую глубину. Мегаблоки делятся на макроблоки, отвечающие в основном структурам первого порядка. Они различаются глубинами залегания основных разделов коры, мощностью консолидированной коры, «гранулито-базальтового» и «гранито-метаморфического» слоев, распределением блоков по плотности. Макроблоки делятся на мезоблоки, отвечающие структурам второго порядка: сводов и впадин. Они различаются в основном параметрами «гранитно-метаморфического» слоя коры. Структурам более высоких порядков соответствуют микроблоки коры. Для них характерны различия в мощности чехла.

1.6. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУР ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Геологическое строение Сибирской платформы неоднородно. Отдельные её участки различаются в значительной степени. Это обусловлено разнообразием проявлений эндогенных процессов, как в пределах платформы, так и в соседних подвижных областях. В течение геологической истории менялись и экзогенные условия, которые для такой огромной территории, как Сибирская платформа, не могли быть одинаковыми. В пределах Сибирской платформы получили распространение геологические образования с возрастом от раннего архея до современного периода. Рассмотрим геологическое строение структур первого порядка: щитов, антеклиз, синеклиз, перикратонных и краевых прогибов. Наложенные структуры будут рассмотрены в контексте структур первого порядка.

1.6.1. АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Алданский щит занимает юго-восточный угол платформы и имеет в современном эрозионном срезе форму, близкую к прямоугольной (см. рис. 2). Границы его на востоке и на юге совпадают с границами всей платформы. На востоке он по Нельканскому разлому типа взбросо-сдвига граничит с Сетте-Дабанским антиклинорием Верхояно-Колымской мезозойской складчатой области. Южнее на небольшом отрезке на окраину щита нало-

жен мезокайнозойский Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс. На юге по Становому надвигу щит граничит со Становой складчатой областью.

На западе граница щита нечеткая. Здесь блоки пород щита, отделенные от него образованиями неогея и разломами, располагаются в пределах Байкало-Витимской складчатой области. Иногда эту границу проводят по Нечерскому или Сюльбанскому разломам. Сюльбанский разлом четко выражен в геологическом строении, но считать его ограничением Алданского щита нет оснований. Нечерский разлом не находит подтверждения в геологической ситуации. На севере архейские образования щита погружаются под чехол Среднеленского перикратонного прогиба.

В строении щита принимают участие преимущественно породы архея, в меньшей степени – раннего протерозоя. На севере и востоке щит перекрыт рифейскими, вендскими и нижнепалеозойскими осадочными толщами чехла. В пределах щита установлены также интрузивы рифейского, палеозойского и мезозойского возрастов. На его южную часть наложены позднемезозойские впадины.

Структурный рисунок щита определяется сочетанием линейных, брахиформных и изометричных структур. Линейные структуры имеют преобладающее меридиональное простирание. Это направление подчеркивается как складчатыми формами, так и разломной тектоникой, контролирующей расположение плутонических массивов. Брахиформные и изометричные структуры представляют собой обычно гранитогнейсовые купола с палингенными гранитоидами в центре и метаморфическими породами по периферии. В общем, Алданский щит имеет блоковое строение. Блоки разного порядка различаются внутренним строением и разделены разломами.

Самые древние изотопные определения возраста в пределах Алданского щита составляют около 3,8 млрд. лет, что соответствует катархею. На основании этих возрастов И. М. Фрумкин выделил блоки катархейских образований. Наиболее представительный блок катархейских пород – **Тангракский**, расположен на юге Алданского щита. Ограничен он разломами и вытянут вдоль Становой шовной зоны на 100 км. Слагающие его породы объединены в *тангракский структурно-вещественный комплекс*. Это в основном двупироксеновые, иногда с амфиболом и (или) гранатом кристаллосланцы, плагиогнейсы, редко кварциты. Химический состав кристаллосланцев отвечает умеренно глиноземистым, средней фемичности базальтам нормального или субщелочного ряда. Предполагается, что это вулканические образования первичной коры Земли основного состава.

В остальной части щита выделяется три блока первого порядка, разделенные субмеридиональными глубинными разломами. В центре щита расположен Центральноалданский гранулито-гнейсовый блок, сложенный породами раннего архея. По его периферии выделяются гранит-зеленокаменные блоки, сложенные преимущественно породами позднего архея: на востоке – Батомгский, на западе – Олекминский.

В пределах **Центральноалданского** блока традиционно выделяют иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую серии.

Внизу *иенгрской серии* преобладают кварциты, выше они переслаиваются с основными кристаллосланцами, амфиболитами и высокоглиноземистыми гнейсами. Кварциты сохранили бластопсаммитовые структуры, параллельную и косую слоистость, окатанные акцессорные минералы, знаки ряби, эрозионные карманы. Это свидетельствует об их осадочном происхождении и высокой зрелости. Высокоглиноземистые гнейсы вместе с кварцитами представляют собой переотложенные коры выветривания. По данным Е. А. Кулиша, в составе серии имеют место линзы и горизонты до 200 м мощностью конгломератов с гальками (преимущественно кварцевыми, кварцитовыми и плагиогнейсовыми) до 12 см в поперечнике. На диаграммах для определения первичной природы пород высокоглиноземистые гнейсы попадают в поля глин, мергелей, граувакк, алевропесчаников, туффитов и кислых вулканитов. Состав микроэлементов соответствует осадкам, образовавшимся при интенсивном химическом выветривании. Тела основных сланцев и амфиболитов иногда имеют секущие контакты, что свидетельствует об их, хотя бы частичном,

интрузивном происхождении. По химическому составу они отвечают ортопородам основного и ультраосновного составов и близки к континентальным толеитам. Метаморфизм иенгрской серии гранулитовый с наложенным диафторезом амфиболитовой фации.

Среди пород серии широко распространены гранитоиды: плагиогнейсо-граниты, чарнокиты, эндербиты. Соответствуют они породам нормального и субщелочного ряда с относительно высоким содержанием окиси калия (3,2–5,9 %). Возраст гранитоидов дискуссионный. Одни исследователи пришли к выводу, что они моложе иенгрской серии, другие – древнее. Более обоснована первая точка зрения. Не исключено присутствие и более древних гранитоидов. Как показывают определения изотопных возрастов, периоды образования были неоднократными. При этом часто происходила ремобилизация ранее возникших гранитоидов.

Тимптонскую и джелтулинскую серии обычно объединяют в единый *тимптоно-джелтулинский комплекс*. Они слагают блок, отделенный от блока, сложенного иенгрской серией, разломом. Отмечается структурное несогласие с иенгрской серией. В иенгрской серии наблюдается складчатость, следы которой не наблюдаются в тимптоно-джелтулинском комплексе. На основании этого иенгрскую серию считают более древней.

Характерной чертой тимптоно-джелтулинского комплекса является присутствие различного объема карбонатно-силикатных пород, кальцифиров, мраморов и диопсидовых кристаллосланцев, а также гранулитов. Вверх по разрезу количество карбонатных пород возрастает. В его составе значительно меньше гранитогнейсов, чем среди пород иенгрской серии. В нижних частях разреза комплекса восстанавливается вулканогенная и осадочно-вулканогенная первичная природа пород с вулканитами основного и среднего составов, а в верхних – преобладали песчано-алевролитовые, терригенно-мергелистые и карбонатные отложения, иногда с примесью туфогенного материала. Метаморфизм пород комплекса, как и в иенгрской серии, соответствует гранулитовой фации с наложенным диафторезом амфиболитовой фации.

Ботомгский геоблок расположен на востоке щита. По своему строению он относится к гранит-зеленокаменным областям. Основание блока сложено кристаллическими образованиями, аналогичными с тимптоно-джелтулинским комплексом. На этом фундаменте заложились зеленокаменные пояса. Слагающие их образования интенсивно метаморфизованы.

Внизу разреза расположена толща амфиболовых и биотитовых сланцев, вероятно, образовавшихся при метаморфизме базальтоидов. Среди них присутствуют прослои метапесчаников. Верхи разреза сложены метаморфизованными терригенно-глинистыми и карбонатными отложениями с прослоями туфов. Присутствуют также железистые кварциты с которыми связаны крупные месторождения железа (**Южно-Алданский железорудный район**). Широко представлены массивы ультраосновного и основного составов, с которыми связано **железо-титановое, хромитовое и платиноидовое оруденение**.

В конце раннего протерозоя здесь сформировался межгорный **Улканский вулкано-плутонический пояс**, близкий по своему строению и возрасту Северо-Байкальскому вулкано-плутоническому поясу. Слагающие его породы с размывом залегают на архейских породах и перекрыты также с размывом рифейскими отложениями. Начинается разрез пояса с маломощной (до 50 м) пачки кварцевых песчаников с прослоями конгломератов и базальтоидов. Они перекрыты вулканогенной толщей пестрого состава с резко изменчивой мощностью (до 2000 м). Состав вулканитов изменяется от трахибазальтового до трахириолитового. Преобладают туфовые и лавовые фации, имеют место и игнимбриты. Постоянно присутствуют прослои песчаников мощностью 1–10 м. Завершает разрез пояса конгломерато-песчаная толща, распространенная более широко, чем подстилающие отложения. В ее составе наблюдаются вулканиты трахибазальт-трахиандезитового состава.

Широко распространены комагматичные вулканитам плутонические образования. Вместе с вулканитами они образуют сложные вулкано-плутонические постройки. Наиболее ранними являются штоки и дайки габбро-норит-анортозитовой, габбро-диабазовой и

монцонит-сиенитовой формаций. Более поздние гранитоиды слагают крупные плутоны (до 1500 км^2) и мелкие тела. Формировались они в несколько фаз. Есть также мелкие тела щелочных гранитов, завершавших формирование пояса. С гранитоидами связано образование полей метасоматически и гидротермально измененных пород и пегматитов. Все образования пояса прорваны дайками и силлами габбро-диабазов.

В раннем рифее на Батомгском блоке унаследованно от Улканского пояса заложилась **Учурская впадина**. Но занимаемая ею площадь значительно шире пояса. Разрез впадины начинается с *гонамской* конгломерато-алевролито-песчаной свиты мощностью около 1 км. К периферии прогиба она снижается до 150 м. Есть прослои строматолитовых карбонатов, свидетельствующих о мелководном характере накопления. Выше гонамская свита сменяется *омахтинской* песчано-доломитовой свитой, верхняя часть которой смыта. Роль карбонатов и мощности омахтинской свиты возрастают к центру прогиба. Эти две свиты прорваны субщелочными гранитами *улканского комплекса* с изотопным возрастом 1100–1400 млн. лет. Выше с размывом залегают кварцевые песчаники *эннинской* свиты среднерифейского возраста. Области сноса терригенного материала в прогиб располагались на юго-западе, в центральной части Алданского щита, и на северо-востоке, где было расположено **Омнинское поднятие.**

В **Олёкминском** блоке наиболее древние породы объединены в *курультинскую серию (метаморфический комплекс)*. В ее составе преобладают кристаллосланцы основного состава, в меньшем объеме присутствуют глинозёмистые гнейсы, эндербиты, плагиогнейсы. Слагают они изолированные блоки среди более молодых образований. Это были магматические породы основного и ультраосновного составов с подчиненным объемом осадочных пород, метаморфизованные в гранулитовой фации, а затем испытавшие диафторез амфиболитовой фации. Возраст курультинской серии, согласно изотопным определениям, раннеархейский.

На западе щита в качестве аналога курультинского комплекса, в пределах так называемой **Чарской глыбы** выделяется *чарский метаморфический комплекс*, представленный кристаллосланцами основного состава, метаморфизованными в гранулитовой фации. Редко отмечаются глинозёмистые сланцы, кварциты и плагиогнейсы. Они слагают разрозненные скиалиты среди магматических образований.

Породы курультинского и чарского комплексов подверглись неравномерной гранитизации и метасоматозу, в результате чего образовались массивы «серых» гнейсов, объединенные в *олёкминский* (на западе щита – в *бургайский*) *комплекс*. Считается, что «серые гнейсы» представляют собой первичные образования гранитного слоя земной коры. Среди «серых» гнейсов», имеющих плагиогранитоидный состав, присутствуют реликты пород, в которых устанавливаются метабазальтоиды, а иногда осадочные образования. Метаморфизм пород комплекса гранулитовый с диафторезом амфиболитовой фации. Возраст определяется раннеархейским.

Среди полей «серых» гнейсов олёкминского комплекса наблюдаются зеленокаменные пояса, вытянутые в меридиональном направлении. Современная их ширина составляет первые десятки километров, прослеживаются на сотни километров. Окружающие образования, как правило, надвинуты на зеленокаменные пояса. Главные из них **Олондинский, Субганский, Тургунчинский**. Слагающие их супракрустальные породы объединяются в *олондинскую серию* (в разных структурах они выделяются часто в серии со своими названиями, как правило, соответствующие названию поясов). Сложены пояса осадочно-вулканогенными отложениями.

Количественные соотношения осадочного и вулканогенного компонента в разных зелёнокаменных поясах неодинаковые. Вулканиты резко преобладают в Олондинской структуре, расположенной в центре поля распространения поясов. Среди осадочных пород Олондинской структуры преобладают песчаники. К западу и востоку от нее в зеленокаменных поясах возрастает объем осадочных пород, а среди них возрастает роль глинистых и карбонатных отложений. Внизу разреза часты горизонты железистых кварцитов,

образующие месторождения железа (**Чаро-Токкинский железорудный район**). Как правило, вверх по разрезу возрастает грубозернистость отложений и вверху разреза обычно присутствуют молассоиды.

Среди вулканитов внизу разреза преобладают базальтоиды и коматииты (ультраосновные вулканиты), иногда с андезитами, вверху – дациты и риолиты. Соотношение объемов вулканитов основного и кислого составов в разных структурах неодинаковое: в одних преобладают базальтоиды, в других – риолитоиды. Иногда наблюдается постепенная гомодромная смена вулканитов разного состава или контрастные риолит-базальтовые серии.

Вулканиты сопровождаются комагматичными интрузиями. С нижними частями разреза поясов ассоциируют преимущественно плутонические образования основного и ультраосновного составов. Они часто расслоенные с образованием магм с железо-титановым оруденением. В них также присутствуют платиноиды. Среди габброидов отмечаются тела апатит-магнетитовых пироксенитов с **промышленными скоплениями железа и фосфора**. Массивы ультраосновных пород обычно имеют вид тектонических пластин и потому трактуются как протрузии. Завершало формирование зеленокаменных структур внедрение габбро-плагиогранитового *амнунактинского комплекса* с изотопным возрастом 2,9–3,0 млрд. лет.

Метаморфизм пород зеленокаменных поясов зональный и нарастает сверху вниз по разрезу и от центра структур к их периферии. В центральных частях он часто соответствует зеленосланцевой фации, к периферии структур и к основанию разреза повышается до амфиболитовой фации. На этих участках метаморфизм сопровождается плавлением окружающих серых гнейсов и палингенная магма интрудирует образования поясов. Изотопный возраст палингенных гранитоидов определяется в 2,6–2,7 млрд. лет. Гранитообразование этого возраста широко распространено и за пределами зеленокаменных поясов, в блоках раннеархейских образований. Возникшие гранитоиды выделяются в качестве *древнестанового комплекса*. Это известково-щелочные и повышенной щёлочности гранитоиды с существенным содержанием калиевого полевого шпата. С их формированием во многих случаев связаны гранитогнейсовые купола. Заключительные проявления комплекса представлены многочисленными жилами и дайками пегматитов, аляскитов, аплитов. **Пегматиты керамические, редкометалльные или мусковитоносные**.

Возраст пород зелёнокаменных поясов дискутируется. Его определяют как позднеархейский либо раннепротерозойский, либо выделяют разновозрастные зеленокаменные пояса: позднеархейские и раннепротерозойские. Приведенные выше определения изотопного возраста свидетельствуют о позднеархейском их возрасте, а более молодые цифры возраста, по-видимому, обусловлены наложенными процессами.

В конце архея произошло становление массивов анортозитов, контролируемых древними шовными зонами. Самый крупный массив анортозитов – **Каларский** имеет площадь выхода около 6000 км^2. Приурочен он к Становой шовной зоне и обладает расслоенностью. Внизу преобладают андезитоиды, вверху – лабродориты и андезиниты. Генезис анортозитов считается гетерогенным и полихронным. Становление массивов происходило в несколько этапов. Наряду с магмой, в формировании анортозитовых массивов широкое участие принимают метасоматические процессы. Рубидий-стронциевый изохронный возраст анортозитов Каларского массива равен 2800 млн. лет.

Следует отметить, что по изотопным исследованиям А. Б. Котов с соавторами высказали мнение о раннепротерозойском возрасте части образований Алданского щита, относимых к архею. Читинские геологи (В. А. Кривенко и др.) придерживаются мнения, что большинство пород архейского возраста Алданского щита имеют метаморфогенно-метасоматический генезис и потому в них преобладает псевдостратификация.

На западе Алданского щита расположен раннепротерозойский **Удоканский прогиб**, представляющий собой структуру протоплатформенного чехла. Выполняющие его отложения объединены в *удоканский комплекс* в составе трех серий (снизу): *кодарской,*

чинейской и кеменской. В составе комплекса преобладают песчаники и алевролиты, реже наблюдаются гравелиты, конгломераты, аргиллиты, мергели, карбонаты. Часто отмечается косая слоистость. Значительный объем составляют медистые песчаники, приуроченные к разрезу чинейской и кеменской серий. Они образуют одно их крупнейших в мире **Удоканское медное месторождение**. Породы комплекса часто красноцветные и косослоистые. Состав обломочного материала указывает на орогеническую активность окружающих территорий, где размывались вулкано-плутонические структуры. Разрез прогиба имеет ритмичное строение, что позволяет разделить его на серии, свиты и более мелкие подразделения. Максимальная мощность разреза комплекса по геофизическим данным не превышает 8–10 км. Для большинства свит отмечается возрастание мощности от периферии к центру прогиба.

Породы прогиба метаморфизованы зонально. Степень метаморфизма возрастает вниз по разрезу. Если вверху разреза она соответствует зеленосланцевой фации или даже эпигенезу, то внизу разреза она достигает амфиболитовой фации.

Существует проблема возраста отложений Удоканского прогиба. Изотопные данные прорывающих их гранитоидов соответствуют второй половине раннего протерозоя, поэтому возраст прогиба считался раннепротерозойским. Но в последнее время в слабометаморфизованных отложениях, относимых к верхам удоканского комплекса, В. Н. Бурмистровым найдены микрофоссилии конца позднего протерозоя, следы ползания червей, отпечатки мезузоидов, простейшие скелетные формы и другие палеонтологические остатки, соответствующие венду. Пока это противоречие не получило удовлетворительного объяснения. Как один из вариантов, можно предположить тектоническое совмещение разновозрастных отложений близкого состава.

Терригенные толщи, сопоставимые по возрасту с удоканским комплексом, известны и на других участках Алданского щита. Они имеют относительно малую мощность и, по-видимому, представляют собой реликты прогибов типа Удоканского.

По периферии Удоканского прогиба и далеко за его пределами, в том числе и в пределах Байкало-Витимской складчатой области, распространены массивы палингенных гранитоидов *куандинского комплекса*. Они образуют гранитогнейсовые купола и имеют, в связи с этим, зональное строение: в центре расположены гранитоиды с магматическими структурами, к периферии они сменяются гранобластовыми гнейсо-гранитами, а затем метасоматическими гранитогнейсами и полями мигматитов. Гранитизации подверглись вмещающие архейские образования с наложенным ретроградным метаморфизмом и низы разреза удоканского комплекса. В отличие от архейских гранитоидов, в результате ремобилизации которых они формировались, в их составе существенно больше микроклина и они насыщены пегматоидными неосомами. Изотопный возраст гранитоидов куандинского комплекса колеблется в основном в пределах 2–2,2 млрд. лет.

В раннем протерозое на Алданском щите сформировались щелочные метасоматиты *катугинского комплекса* с редкометалльной минерализацией (**Катугинское ниобий-танталовое месторождение**). Они приурочены к зоне долгоживущего Станового разлома. Имеются данные, что щёлочи и рудные компоненты являются вторичными, наложенными на ранее сформировавшиеся гранитоиды.

Следующими по возрасту на западе Алданского щита являются гранитоиды *кодарского комплекса*. Они распространены также в пределах Байкало-Витимской складчатой области и слагают более или менее изометричные массивы площадью до 1200 км^2. По мнению В. С. Федоровского, отдельные их выходы соединяются на глубине, образуя единый огромный лакколит. Формирование комплекса происходило в две фазы. Первая фаза представлена амфибол-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, вторая – биотитовыми и лейкократовыми гранитами. По периферии наблюдается зона закалки, а во вмещающих породах – фельдшпатизация. С комплексом связаны **редкометалльно-редкоземельная минерализация, проявления мусковита, урана, тория**.

Удоканский комплекс прорван *чинейским диорит-габбро-норитовым расслоенным комплексом* условно позднепротерозойского возраста. Главный массив – **Чинейский** площадью выхода около 100 км^2. Массив имеет вид воронки с падением контактов к центру под углами до 25º. С ним связано **Чинейское титано-магнетитовое месторождение с ванадием и медно-никелевое оруденение**. Здесь же распространены мелкие тела основных пород *доросского позднепротерозойского комплекса*, группирующиеся в пояса.

На севере Алданского щита раннедокембрийские образования перекрыты осадочными отложениями чехла платформы позднерифейского возраста (снизу): *ималыкская песчаниковая свита* мощностью 30–50 м, *токкинская доломито-мергелистая свита* мощностью 610 м, *торгинская доломито-известняковая свита* мощностью до 170 м. Они с размывом и угловым несогласием перекрыты карбонатными отложениями *юдомской свиты* венда мощностью 160–280 м. Предполагается, что первоначально юдомская свита перекрывала весь щит. На юдомской свите согласно, но с перерывом в осадконакоплении залегают карбонатные отложения кембрия. К предвендскому перерыву приурочено на Алданском щите внедрение щелочных и ультраосновных массивов, в том числе и карбонатитов.

На юго-западе щита расположена **Верхне-Каларская впадина**, выполненная венд-нижнепалеозойскими отложениями. Они объединены в *верхнекаларскую серию*. Внизу с угловым несогласием на породах раннего протерозоя удоканского комплекса и прорывающих её гранитоидов залегают грубообломочные отложения венд-раннекебрийского возраста. Выше располагается мощная (более 1000 м) толща карбонатов, преимущественно доломитов, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов и возрастом от раннего до позднего кембрия. Согласно выше залегают отложения ордовика карбонатно-терригенного состава. В общем, отложения впадины образуют единый трансгрессивно-регрессивный цикл.

В пределах щита закартированы редкие массивы *ханинского комплекса* – аналога сыннырского комплекса Северного Прибайкалья. Они сложены ультракалиевыми щелочными породами. Содержание K_2O достигает 15–17 % (сынныриты). Эти породы представляют собой **сырьё для получения окиси калия, алюминия и редких земель**.

На западе щита и к юго-западу от него в пределах Байкало-Витимской складчатой области распространены позднепалеозойские интрузивные породы, объединенные в *ингамакитский комплекс*. Они слагают массивы до 1000 км^2, которые формировались в четыре фазы с изменением состава магмы от субщёлочногабброваго, монцонитового, диоритового до гранитового. Изотопные возраста пород ингамакитского комплекса соответствуют перми.

В юрско-меловое время Алданский щит подвергся тектоно-магматической активизации. Здесь возникли впадины, где в континентальных условиях накапливались угленосные терригенные отложения мощностью до 4 км. Мощность пластов угля достигает 50 м. Они образуют **Южно-Якутский угольный бассейн**. В отдельных впадинах отмечены вулканиты основного состава. Главные впадины: **Чульманская, Усмунская, Токкинская, Апсатская**. В последующем они по Становому надвигу почти наполовину перекрыты породами Становой зоны.

В это же время в пределах Алданского щита внедрились массивы *алданского комплекса*. Они сосредоточены в отдельных узлах, поясах и полях и контролируются разломами. По составу породы объединяются в три формации, проявившиеся в разных частях щита. Лейцит-щелочносиенитовая формация проявилась в западных и центральных частях щита, средне-кислых гранитоидов – в восточных и южных частях, монцонит-сиенитовая – повсеместно, кроме крайнего запада и востока щита. С кислыми породами комплекса связано золотое оруденение **Алданской золотоносной провинции** (Куронахское, Лебединское, Эльконское и другие месторождения), со щелочными – проявления **редких металлов и чароита**. К этому же периоду относится внедрение дунитов, лампроитов и кимберлитов. Предполагается, что с ними могут быть связаны алмазы.

В палеогене регион испытал пенепленизацию. В неогене начался новый этап тектонической активности, который продолжается и в настоящее время. В результате сформировался низко-, среднегорный рельеф, где в четвертичное время проявилось горно-долинное оледенение. Кайнозойские отложения распространены в основном по долинам рек, где сформировались многочисленные **россыпные месторождения золота**.

1.6.2. АНАБАРО-ОЛЕНЁКСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Анабаро-Оленёкская антеклиза состоит из двух крупных поднятий: **Анабарского (Анабарский щит) и Оленёкского** и разделяющих их **Суханской впадины** (см. рис. 2). Кроме того, на севере выделяется **Уджинское**, на востоке – **Мунское**, на юго-востоке – **Анабаро-Тюнгское поднятия** и ряд более мелких поднятий и впадин. На севере Анабарского щита располагается одна из крупнейших в мире **Попигайская астроблема** палеогенового возраста.

Анабарский щит сложен раннеархейскими образованиями, повсеместно погружающимися под чехол платформы. Состоит он из трех блоков, разделенных долгоживущими шовными зонами (глубинными разломами). **Центральный блок** отделен от **Западного Котуйканским разломом**, от **Восточного – Билляхским**. Кроме того, через середину Центрального блока проходит **Главный Анабарский разлом**. Главное структурное направление, как и выше обозначенных разломов, северо-северо-западное, осложненное куполовидными структурами (гранитогнейсовыми куполами).

Слагающие щит породы объединены в три серии (снизу): далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую. Иногда выделяется как более древний, чем эти серии, комплекс «серых гнейсов». Далдынская и верхнеаабарская серии слагают Центральный блок, верхнеанабарская и хапчанская – Западный, хапчанская – Восточный. Границы между сериями нерезкие и проводятся по преобладанию определенных типов пород.

Далдынская серия сложена кристаллосланцами основного и ультраосновного составов и плагиогнейсами. Вверху появляются прослои кварцитов, в том числе железистых, высокоглинозёмистых кристаллосланцев и карбонатно-силикатных пород. По химическому составу большинство пород серии соответствует магматическим образованиям основного и ультраосновного составов. Отдельные разности соответствуют туффитам и грауваккам. Следовательно, первичная природа образований серии их преимущественно вулканогенная базальтовая.

В *верхнеанабарской серии* кристаллосланцев значительно меньше, а преобладают гиперстеновые плагиогнейсы, есть гранулиты, мраморы, гранатсодержащие гнейсы и карбонатно-силикатные породы. Первичная природа образований серии восстанавливается как вулканогенно-осадочная с вулканитами кисло-среднего составов.

Хапчанская серия сложена мраморами, кальцифирами, высокоглинозёмистыми и биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами. Первичная их природа преимущественно осадочная с вулканитами кислого состава.

Таким образом, породы трех серий образуют единый эволюционный ряд от существенно вулканогенного состава до существенно осадочного. Состав вулканитов изменялся при этом от основного, ультраосновного до кислого, а состав осадочных отложений – от песчаникового, грауваккового до карбонатно-силикатного, карбонатного.

Метаморфизм пород всех серий гранулитовый с наложенным диафторезом амфиболитовой фации, а в шовных зонах часто до зеленосланцевой фации. Широко, но неравномерно развиты мигматизация и гранитизация с образованием в конечном счёте полей палингенных гранитоидов и чарнокитов. Кроме того, плутонические образования представлены массивами гранитогнейсов, на которых с несогласием залегает хапчанская серия, и анортозитов.

Раннепротерозойские породы выходят в центре Оленёкского поднятия. Они представлены *эекитской осадочной серией* с небольшой примесью туфов.

Мощность ее определяется в 4000 м. Это флишоидная формация протоплатформенного чехла с преобладанием внизу глинисто-алевролитовых осадков, алевролито-песчаных в середине и существенно песчаных вверху. Они прорваны относительно небольшими телами гранитов, кварцевых габбро, диоритов, гранодиоритов.

На раннедокембрийских образованиях с размывом, угловым и метаморфическим несогласием залегают р и ф е й с к и е о т л о ж е н и я . На западных склонах Анабарского щита мощность их значительно больше (до 1700 м), чем на восточных, где отмечаются перерывы в осадконакоплении.

Нижний рифей представлен красноцветной вулканогенно-осадочной *мукунской свитой*. В ее составе преобладают песчаники с примесью пирокластики, есть горизонты туфов трахириолитового состава и покровы базальтов, сопровождаемые субвулканическими телами трахидолеритов. Эти отложения вверху сменяются терригенно-карбостромовой формацией с примесью трахириолитовой пирокластики. В разрезе нижнего рифея на Уджинском поднятии больше вулканитов, а состав осадочных пород преимущественно алевролито-доломитовый. На Оленёкском поднятии мощность нижнерифейских отложений сокращена, часто отмечаются каолиновые глины и кварцевые песчаники – продукты перемыва кор выветривания. В структурном отношении в раннем рифее в пределах Анабаро-Оленёкской антеклизы преобладали прогибы авлакогенного типа. Особенно четко авлакогенный характер отложений проявлен в пределах Уджинского поднятия.

В среднем рифее на западе антеклизы накапливались преимущественно доломитовые отложения карбостромовой формации. На востоке антеклизы разрез среднего рифея вулканогенно-терригенно-карбонатный авлакогенного типа. Вулканиты имеют щелочно-основной, щелочной или основной состав.

Верхнерифейские отложения повсеместно имеют терригенно-кремнисто-карбонатный состав. Лишь на востоке отмечаются в разрезе в небольшом объёме вулканиты.

Рифейские интрузии представлены мелкими телами граносиенитов, внедрившихся на границе раннего и среднего рифея, и долеритов, внедрившихся на границе среднего и позднего рифея.

В е н д - к е м б р и й с к и е о т л о ж е н и я повсеместно залегают с размывом на подстилающих образованиях. В течение венда на территории Сибирской платформы возникли три палеогеографические области. На востоке возникла Юдомо-Оленёкская область открытого мелкого моря. К западу её сменяла Алдано-Анабаро-Рыбинская область барьерного рифа, имеющая дугообразную форму. Остальная часть была занята Ангаро-Тунгусской областью типа лагуна–море.

Наибольшая мощность отложений этого времени в пределах антеклизы наблюдается в Суханской впадине, на поднятиях она в значительной степени сокращается. На востоке распространены мелководные фации открытого моря, составляющие часть Юдомо-Оленёкской палеогеографической области, на западе они сменяются рифогенными формациями Алдано-Анабаро-Рыбинской, а затем лагунными – Ангаро-Тунгусской палеогеографическими областями.

Вендские отложения антеклизы внизу разреза красноцветные грубообломочные с вулканитами кислого и щелочного составов. Вверх по разрезу зернистость уменьшается, вулканиты исчезают, появляются карбонаты. Верхняя часть разреза известняково-доломитовая. На западе карбонатные отложения слагают биогермовые постройки, часто битуминозные, появляются эвапориты.

Разрез *нижнего кембрия* в восточной и центральной частях антеклизы трехчленный. Внизу залегает пестроцветная вулканогенно-терригенно-карбонатная формация с вулканитами трахибазальтового состава. К западу в ее составе объем вулканитов уменьшается. Выше залегает пестроцветная глинисто-карбонатная формация. Венчает разрез нижнего кембрия карбонатная формация. На западе, в пределах Алдано-Анабаро-

Рыбинской палеогеографической области барьерного рифа в периоды регрессий моря формировались известняково-доломитовые водорослево-археоциатовые палеорифовые постройки, окруженные обломочными продуктами их разрушения в ассоциации с глинистыми отложениями. В периоды трансгрессий преобладали хемогенные карбонатные отложения. К западу от рифовой зоны, в пределах Ангаро-Тунгусской палеогеографической области распространены доломиты с прослоями ангидритов и солей. Причём в периоды регрессий область соленосных и сульфатоносных отложений расширялась, а в периоды трансгрессий – сокращалась, замещалась карбонатными отложениями.

Венд-кембрийские отложения являются **нефтегазоносными.**

Средне-верхнекембрийские отложения распространены на юго-западе антеклизы, где они имеют красноцветный глинисто-карбонатный состав, и в Суханской впадине, где мощность их увеличивается, а состав становится пестроцветным глинисто-карбонатным.

Следующие по возрасту отложения вскрыты скважинами на Уджинском поднятии и представлены покровами щелочно-ультраосновных вулканитов. Они залегают несогласно на кембрийских доломитах и перекрыты конгломератами среднего – верхнего карбона. Широко распространены кимберлиты позднего девона – раннего карбона. Сосредоточены они в полосе, прослеженной на 1000 км. Здесь же отмечаются тела карбонатитов. На восточных склонах Анабарского щита сосредоточены мелкие массивы щелочно-ультраосновного состава триасового возраста. **Кимберлиты алмазоносные**.

В четвертичное время территория антеклизы была покрыта ледником, который двигался отсюда в южном направлении. Центральные части антеклизы являлись родиной ледника, поэтому здесь преобладали процессы ледниковой экзарации. Ледниковые отложения распространены в основном на юге антеклизы. Они достигали долины реки Нижней Тунгуски.

1.6.3. ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Вилюйская синеклиза занимает в основном бассейн р. Вилюй (см. рис. 2). На севере она наложена на Анабаро-Оленёкскую антеклизу, на юге – на Среднеленский перикратонный прогиб. На востоке она флексурным перегибом отделена от Предверхоянского краевого прогиба, с которым развивалась в течение второй половины юры и в мелу синхронно. На западе системой выступов и поднятий, входящих в состав Непско-Ботуобинской антеклизы, Вилюйская синеклиза отделена от Тунгусской синеклизы.

Вилюйская синеклиза осложнена структурами второго порядка. На востоке синеклизы расположены **Лунхинская и Линдинская впадины**, разделенные **Китчанским поднятием**. К юго-востоку от них выделяется **Хапчагайское поднятие**. На юго-западе синеклизы выходят породы **Вилюйского авлакогена**, который прослеживается в ее основании в северо-восточном направлении. Состоит авлакоген из **Ыгыатинской и Кемпендяйской впадин**, разделенных **Сунтарским поднятием**.

Ф у н д а м е н т синеклизы сложен в основном раннеархейскими образованиями – продолжением Центрально-Алданского блока (гранитогнейсовой области) Алданского щита. В основании небольшой части синеклизы на западе и на востоке устанавливаются гранит-зеленокаменные позднеархейские образования, являющиеся продолжениями к северу Олекминского и Батомгского блоков Алданского щита соответственно. По геофизическим данным эти блоки прерываются в пределах впадин Вилюйского авлакогена, но продолжаются на Сунтарском поднятии и далее к северу в пределы Анабаро-Оленекской антеклизы и на Анабарском щите. Глубина залегания кристаллического фундамента весьма изменчива. Под впадинами она колеблется в пределах от 5 до 14 км. В пределах поднятий мощность чехла сокращается до первых километров, а кое-где даже до первых сотен метров. В районе Патомско-Вилюйского авлакогена кристаллический фундамент интенсивно раздроблен и состоит из системы блоков разной амплитуды погружения. На

одних блоках мощность платформенного чехла составляет 1–2 км, на других возрастает до 10–14 км.

Рифейские отложения распространены на территории синеклизы фрагментарно. В центральной части синеклизы выделяется Патомско-Вилюйский авлакоген, где продолжаются рифейские толщи Байкало-Патомского перикратонного прогиба, мощность их достигает 6–8 км. К бортам авлакогена мощности этих толщ резко сокращаются. Они объединены в *патомскую* серию средне-верхнего рифея, залегающую с угловым несогласием на породах раннего докембрия, и состоящую из трех трансгрессивных циклов. Начинаются циклы с песчаников, алевролитов и филлитовидных сланцев, а заканчиваются толщами доломитов и известняков со строматолитами. Есть также признаки наличия в фундаменте синеклизы продолжения **Уринского позднепротерозойского авлакогена** северо-восточного простирания. Патомская серия с размывом и местами со слабым угловым несогласием перекрыта терригенными отложениями *жербинской* свиты венда. На остальной части синеклизы рифейские отложения устанавливается фрагментарно. Представлены они маломощным верхнерифейским плитным комплексом аргиллито-алевролито-песчаного состава (*верхневилючанская* свита) с максимальной мощностью 210 м. Кое-где выше залегает песчано-аргиллито-доломитовая *бочугунорская* свита максимальной мощностью 210 м. По простиранию ее мощности сокращаются, исчезают карбонатные породы, а преобладают песчаники.

Венд-кембрийские отложения, повсеместно залегающие на рифейских образованиях с размывом, известны в пределах всей синеклизы. В основании они представлены терригенными осадками, часто грубозернистыми. Вверх по разрезу объем терригенного материала уменьшается, а возрастает роль карбонатно-глинистых и (или) эвапоритовых осадков. С ними связаны **месторождения нефти и газа**.

В венд-среднекембрийское время территория синеклизы входила в состав трех палеогеографических областей. Северо-восточная ее часть располагалась в пределах Юдомо-Оленёкской области открытого моря, центральная – Алдано-Анабаро-Рыбинской области барьерного рифа, юго-западная – Лено-Тунгусской области «лагун–аморе».

Для венда, нижнего и среднего кембрия разрез восточной части синеклизы сходен с разрезом этого уровня в пределах восточной части Среднеленской моноклизы (см. далее). Это преимущественно глинисто-известняковые фации открытого мелкого моря. Имеет место и доманиковая формация (*куонамская свита*), отражающая кратковременное резкое понижение дна бассейна, что создало условия некомпенсированного прогиба.

В центре синеклизы преобладают мергелисто-карбонатные отложения барьерного рифа (карбостромовая формация). Интенсивное функционирование рифа было приурочено к периодам регрессии. В трансгрессивные периоды жизнедеятельность водорослей была затруднена и потому преобладали глинисто-карбонатные осадки с преобладанием хемогенного осадконакопления. Установлены две рифовые системы, вытянутые в северо-северо-западном направлении. Рифогенные образования представлены пористыми и кавернозными неслоистыми водорослево-археоциатовыми доломитами и известняками. По периферии рифовых построек распространены обломочные карбонатные отложения с прослоями мергелей и глинистых сланцев.

В основании венда здесь располагается *сералахская* свита песчаников мощностью 20 м. Она сменяется вверху *туруктахской* свитой мощностью 320 м, сложенной мергелями и доломитами, вверху органогенными.

Кембрий начинается *пестроцветной* свитой мощностью 130 м, состоящей из терригенно-мергелисто-карбонатных пород. Затем следует *куторгиновая* свита преимущественно органогенных доломитов и известняков мощностью 300–310 м. Среднекембрийские отложения объединены в основном в *устьбатомскую* свиту мощностью 400–500 м. В ее составе преобладают мергели, в подчиненном объеме присутствуют органогенные известняки.

На западе синеклизы в условиях бассейна типа лагуна-море преобладали доломито-мергелисто-сульфатные отложения. На самом западе синеклизы появляются соли. На уровне томмотского яруса здесь выделяется *билирская* свита мощностью 90 м. В основании ее разреза присутствуют кремнистые гравелиты. Основная часть свиты сложена доломитами с прослоями известняков, мергелей и аргиллитов. Вышезалегающая *эльгянская* свита мощностью 215 м отвечает нижней половине атдабанского яруса и имеет сходный с билирской свитой состав. *Толбачинская* свита мощностью 345 м занимает верхи атдабанского яруса и низы ботомского. Она сложена также преимущественно доломитами, но с прослоями аргиллитов, ангидритов и **каменной соли**. *Олекминская* свита здесь, в отличие от стратотипа, соответствует только второй половине ботомского яруса и имеет мощность 80–90 м. Состав ее известняково-доломитовый. *Чарская* свита, в отличие от стратотипа, также имеет несколько меньший возрастной диапазон и соответствует только тойонскому ярусу. Мощность ее здесь составляет 260–410 м. Преобладает каменная соль с прослоями доломитов, часто глинистых, аргиллитов, мергелей. Породы амгинского яруса выделены в *ичерскую* свиту мощностью 35–40 м, сложенную известняками и доломитами, часто водорослевыми.

Отложения с возрастом от майского яруса среднего кембрия до силура включительно распространены в основном в западной половине синеклизы. Они залегают с перерывом на подстилающих образованиях и слагают самостоятельный структурный ярус. На восток синеклизы бассейн осадконакопления постепенно сокращался, сохраняясь дольше всего в ее центральной части. Здесь существовал периодически осушавшийся залив моря, расположенного основной своей частью к востоку от нее. Со временем ширина его постепенно уменьшалась.

Средне-верхнекембрийские отложения представлены аналогами *верхоленской* серии. Это глинистые и глинисто-карбонатные породы *чернышевской и мирнинской* свит. Илгинской свите верхнего кембрия соответствует *хомолохская* свита неустойчивого состава. В ее разрезе часто чередуются как по вертикали, так и по латерали мергели, алевролиты, аргиллиты, доломиты с редкими прослоями известняков и песчаников. Широко распространены признаки мелководья, отмечаются глиптоморфозы по каменной соли. К устькутскому ярусу нижнего ордовика относится *балыктахская* свита мощностью 63 м. Сложена она доломитами, глинистыми доломитами и мергелями.

К чунскому ярусу нижнего ордовика относятся аналоги *чунской* свиты мощностью 157 м, представленные красными аргиллитами и мергелями с тонкими прослоями карбонатов и песчаников в верхней части, и *байкитской* свиты мощностью 42 м, сложенной песчаниками с тонкими прослоями алевролитов и песчанистых карбонатов.

Отложения с возрастом от среднего ордовика до конца силура известны только на западе синеклизы. Средний ордовик залегает с перерывом и представлен пачкой аргиллитов и мергелей, условно относимых к *станской* свите, с сохранившейся мощностью около 10 м.

Силурийские отложения на ордовикских залегают с перерывом в осадконакоплении и представлены только нижним отделом. Внизу залегает известняково-доломитовая *меикская* свита мощность 92–115 м. Ее перекрывает 40-метровая *могоктинская* свита глинистых и глинисто-карбонатных осадков. Разрез нижнесилурийских отложений завершает *верхнемеличанская* свита терригенно-карбонатного состава мощностью 106 м.

Нижнедевонские отложения в пределах синеклизы не установлены. Здесь в это время существовало пологое сводовое поднятие. Позднепалеозойский разрез начинается со среднего девона. В среднем девоне образовался пологий прогиб платформенного типа, в котором накапливались отложения *харьюряхской* свиты. Мощность свиты возрастает с запада на восток от 75 м до 485 м. На западе эй-

фельский ярус представлен красноцветными глинисто-карбонатными породами с прослоями трахиандезибазальтовых туфов, а живетский – серыми доломитами и известняками. К востоку в разрезе свиты появляются сульфаты и соли.

Позднедевонские отложения – наиболее древние образования, выходящие на современной поверхности в пределах Вилюйской синеклизы. Они, вместе с карбоновыми отложениями, выполняют **Вилюйский авлакоген**, вытянутый в северо-восточном направлении. Длина его составляет около 900 км, ширина – 250–300 км. С северо-запада он ограничен **Вилюйско-Мархинским**, а с юго-востока – **Чаро-Синьским** разломами. Состоит авлакоген из двух впадин: **Ыгыатинской** на северо-западе и **Кемпендяйской** на юго-востоке. Их разделяет **Сунтарское поднятие**. На северо-востоке авлакоген состоит из одной **Линдинской впадины**. Впадины продольными разломами разбиты на отдельные блоки, которые различаются мощностями отложений.

В Ыгыатинской впадине на харьюряхской свите залегает с перерывом *аппаинская* свита франского яруса верхнего девона мощностью от 40 до 600 м. Она сложена в одних разрезах только базальтами, в других базальты перемежаются с красноцветными терригенно-глинистыми осадками. Вулканиты имеют нормальную или повышенную щелочность. Выше с размывом располагается *вилючанская* свита мощностью более 400 м. Возраст ее позднефранский-раннефаменский. Состоит из пестроцветных доломитов, мергелей, аргиллитов и алевролитов. Внизу наблюдаются редкие прослои гипсов и туфов щелочных трахитов. Наращивает разрез *эмяксинская* свита позднедевонского-раннекарбонового возраста мощностью 390 м. В низах свиты залегает покров базальтов мощностью до 30 м. Выше они сменяются кварцевыми песчаниками с маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов. Завершает авлакогенный разрез в этой впадине *онкучахская* свита мощностью до 160–270 м. Она состоит из глинистых и алевритистых доломитов с прослоями аргиллитов, алевролитов и пепловых туфов щелочных трахитов. Отмечаются псевдоморфозы по галиту.

В Кемпендяйской впадине базальная *андылахская* свита, по-видимому, среднедевонового возраста мощностью 120 м с размывом залегает на породах ордовика и силура. Состоит она из красноцветных аргиллитов, глинистых сланцев и мергелей с прослоями песчаников изредка с покровами базальтов. В основании разреза авлакогенного комплекса залегает толща вулканитов *наманинской* свиты мощностью 120–750 м. Это покровы трахибазальтов и трахиандезитов, вверху участками чередующихся с грубообломочными, преимущественно вулканомиктовыми отложениями. На наманинской свите залегают толеитовые базальты *хайалахской* свиты мощностью от 130 до 300 м. Эти базальты перемежаются с терригенными отложениями. Выше расположена согласно залегающая туфогенно-соленосная *кыгылтусская* свита мощностью более 820 м. В ней мощные пласты **каменной соли** чередуются с пластами пестрых аргиллитов, мергелей, ангидритов, туффитов и туфов риодацитов. Мощность пластов соли колеблется от 2,5 до 240 м. Возраст ее фаменский. Вышележащая *надырская* свита также фаменского яруса имеет туфоалевролито-песчаный состав. Отмечаются прослои туффитов и доломитов. Состав туфов риодацитовый. Мощность свиты 230–270 м. Нижнекарбоновая *курунгуряхская* свита с видимой мощностью 530 м сложена известняками, часто глинистыми, доломитами, мергелями, аргиллитами и алевролитами с прослоями ангидритов и туфов риодацитов, часто с **цеолитами**.

Вулканиты Вилюйского авлакогена сопровождаются комагматичными им интрузиями. Они представлены поясами мелких тел, приуроченных к зонам разломов по периферии авлакогена. Располагаются дайки кулисообразно, иногда пересекаются или ветвятся. Отмечаются телескопированные тела. В **Вилюйско-Мархинском поясе**, контролируемом одноименной зоной разломов, преобладают дайки и штоки толеит-долеритовой формации. Дайки имеют мощность до 250 м и протяженность от сотен метров до 200 и более километров. В **Чаро-Синьском поясе**, кроме даек габбро-долеритов и долеритов, присутствуют тела кварцевых монцонит-порфиров и сие-

нит-порфиров, силлы и дайки трахидолеритов и щелочных сиенит-порфиров. Мощность даек 50–100 м, силлов – 10–20 м.

На западе синеклизы присутствуют трубообразные *тела кимберлитовых эруптивных брекчий и дайки кимберлитов*, с которыми связаны **месторождения алмазов**. Площадь кимберлитовых трубок варьирует от 1 до 20 га и более. Форма их округлая, овальная, реже каплевидная, восмеркообразная и более сложная. Они располагаются в виде полей сближенных тел. Возраст их определяется как девонский или раннекарбоновый. Контролируются проявления кимберлитового магматизма зонами глубинных разломов, в том числе и Вилюйско-Мархинской.

Данные об отложениях среднего и верхнего карбона ограничены. Они установлены скважинами только на территории Кемпендяйской впадины, где представлены аргиллито-алевролито-песчаной *кэдэпчанской* свитой с линзами угля. Мощность ее составляет около 350 м.

В начале перми заложилась Вилюйская синеклиза, как самостоятельная структура. Отложения перми распространены почти по всей территории синеклизы. Это терригенно-**угленосная** лимническая формация (*мохсоголохская, хомустахская, онхойская и тарагайская* свиты). Она сложена чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами углей. Вверху разреза есть прослои кислых туфов. Наибольшая мощность пермских отложений в центре синеклизы, где она достигает 1500 м. К бортам синеклизы мощности их сокращаются вплоть до полного выклинивания.

Триасовые отложения наибольшую мощность имеют на востоке и центре синеклизы, к северу, западу и югу мощность их сокращается вплоть до полного выклинивания. Индийскому ярусу нижнего триаса соответствуют неджелинская и таганджинская свиты. *Неджелинская* свита мощностью 0–120 м сложена пестроцветными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников, внизу с пластами диабазов и их туфов. *Таганджинская* свита мощностью 0–530 м состоит в основном из песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов, линзами конглобрекчий с обломками подстилающих пород. Оленёкскому ярусу нижнего триаса соответствует *мономская* свита глинисто-алевролитового состава мощностью 0–250 м. В течение среднего и позднего триаса накапливались песчаные отложения *тулурской* свиты мощностью 0–730 м.

Юрско-меловые отложения наиболее полно представлены на поверхности синеклизы. Они залегают на подстилающих образованиях с размывом. Мощности этих отложений закономерно возрастают к ее центру и на восток. С ними связаны **месторождения газа.**

Нижне-среднеюрские отложения терригенно-глинистые преимущественно морские. Лишь на западе синеклизы наблюдаются в основании юрского разреза озерно-аллювиальные песчаные отложения с прослоями и линзами конгломератов, алевролитов и аргиллитов с маломощными пропластками углей (*укугутская* свита). Мощность их возрастает к северо-востоку от первых метров до первых сотен метров. В этом же направлении из разреза исчезают конгломераты, а континентальные отложения замещаются песчано-глинистыми морскими осадками *устьвилюйской* (220–250 м) *и долгановской* (290–340 м) свит. На них с перерывом залегает преимущественно глинистая *сунтарская* свита мощностью 60–100 м. Среди глинистых отложений присутствуют редкие прослои алевролитов и песчаников и линзы и конкреции известняков. У краев прогиба количество песчаников возрастает.

Выше залегают морские и лагунные песчано-глинистые среднеюрские отложения *якутской* свиты мощностью 180–200 м. К краевым частям прогиба и вверху разреза они замещаются континентальными, появляются **прослои и линзы углей** и растительные остатки.

Верхнеюрские отложения на всей территории синеклизы континентальные угленосные. Снизу вверх здесь выделяются песчаная *нижневилюйская* свита переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с **пластами и линзами углей**

мощностью 80–320 м. Вверх по разрезу уменьшается роль песчаников, а возрастает – углей. Эта закономерность продолжается и в залегающей выше *марыкчанской* свите мощностью 80-200 м. Завершает разрез юры песчано-угленосная *берегинская* свита мощностью 200-470 м.

Меловые отложения повсеместно залегают на юрских согласно, но площадь их распространения значительно меньше. Внизу расположена *батылыхская* свита песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углей, сформировавшаяся в континентальных условиях, мощностью 300–1000 м. Ее перекрывает *эксеняхская* слабоугленосная свита мощностью 300–950 м. Она сложена светлыми песчаниками и песками с прослоями глин, алевролитов и единичными линзами и прослоями углей. Залегающая выше *хатырыкская* свита состоит из светлых каолинизированных песчаников, песков, алевролитов и глин с линзами и прослоями углей. Мощность ее составляет 900–1200 м.

Отложения верхнего мела представлены в основном *тимердяхской* свитой мощностью более 600 м. Это толща белых каолинизированных аркозовых песков, переходящих вверх в кварцевые, с галькой, гравием, конкрециями сидерита и растительными остатками. Завершает разрез мела *линденская* свита **каолиновых глин и кварцевых песков** мощностью 20–100 м.

На востоке синеклизы расположена кайнозойская **Нижнеалданская (Келинская) впадина**, выполненная отложениями с возрастом от олигоцена до четвертичного периода. На подстилающих позднемеловых образованиях они залегают с размывом. Олигоценовые отложения – валунники, пески, реже глины, нижне-среднемиоценовые – песчано-глинистые с большим количеством прослоев лигнитов. Суммарная их мощность достигает 850 м. Верхнемиоцен-плиоценовые осадки залегают на раннекайнозойских отложениях с угловым несогласием, представлены конгломератами, гравелитами и песками мощностью до 15 м. Наконец, четвертичные озерно-аллювиальные пески имеют мощность до 75 м.

1.6.4. ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА

Тунгусская синеклиза занимает северо-западную и центральную части платформы, имеет овальную форму, вытянутую в северо-северо-западном направлении (см. рис. 2). Это самая крупная отрицательная структура Сибирской платформы площадью более 1,2 млн. км^2. На западе она перекрыта мезозойским чехлом Западно-Сибирской платформы, на севере – мезозойскими отложениями Хатанго-Енисейского краевого прогиба. На северо-востоке и востоке ее отложения перекрывают более древние породы Анабаро-Оленёкской и Непско-Ботуобинской антеклиз. На юге, на границе с Ангаро-Тасеевской синеклизой расположен Ангаро-Вилюйский наложенный прогиб карбон-юрского времени. На юго-западе отложения синеклизы налегают на раннепалеозойских образованиях Приенисейского перикратонного прогиба. Тунгусская синеклиза, как самостоятельная структура, развивалась с раннего карбона до раннего триаса. Современная поверхность синеклизы покрыта вулканогенными отложениями триаса. Позднепалеозойские породы выходят лишь в виде узкой полосы по ее окраинам.

Внутреннее строение синеклизы осложнено структурами второго порядка. На северо-западе выходят рифей-нижнепалеозойские отложения **Турухано-Игарского краевого поднятия**, которые погружаются под отложения синеклизы. На севере расположена **Сыверминская (Курейская)**, на северо-западе – **Нижнетунгусская**, в центре – **Центральнотунгусская**, на юге – **Ванаварская впадины**. Последние две впадины разделяет **Учаминское (Катангское) поднятие**.

Строение фундамента синеклизы во многом гипотетично. До фундамента здесь пробурено очень мало скважин, а интерпретации геофизических данных препятствует мощная толща триасовых базитов, экранирующих геофизические поля. Его кровля расположена на глубине 4–6 км. На северо-западе она погружается до 8 км. В кристаллическом фундаменте синеклизы выделяется раннеархейский **Путоранский**

(Тунгусский) гранитогнейсовый блок, занимающий большую северную ее часть. На остальной территории синеклизы предполагается, что в фундаменте преобладают гранит-зеленокаменные позднеархейские структуры. Возможно, они существовали и в пределах Путоранского блока. В раннем протерозое на территории синеклизы, предположительно, существовали наложенные впадины протоавлакогенного типа, в которых накапливались преимущественно терригенные осадки. На разделяющих впадины поднятиях формировались коры выветривания. Предполагается также, что в раннем протерозое внедрялись тела основного и кислого составов, формировались поля метасоматитов.

Рифейские отложения выходят на поверхность в пределах Туруханo-Игарского краевого поднятия. На современном эрозионном срезе их разрез начинается с образований среднего рифея. В Туруханском районе в среднем рифее накапливались отложения в условиях **перикратонного прогиба**. Это терригенно-карбонатная толща мощностью до 4500 м, состоящая из четырех трансгрессивных макроритмов. Ритмы начинаются с песчаников и алевролитов, сменяются глинисто-карбонатными, а затем карбонатными осадками. К востоку они постепенно сокращаются в мощности. Выделяются ритмы и более высоких порядков. Мощность элементарных ритмов не превышает 10 м. Характерна высокая битуминозность отложений. Режим осадконакопления был мелководным. Снос терригенного материала происходил в основном с северо-запада, где располагалась прибрежно-аллювиальная равнина с развитой корой выветривания.

Севернее, в районе г. Игарки в течение среднего рифея существовал **Игарский авлакогенный прогиб**. Здесь выходят две толщи среднего рифея, возрастные взаимоотношения между которыми неясны. Одна толща (*чернореченская свита*) имеет глинисто-карбонатный состав с регрессивной ритмичностью. Ритмы начинаются с доломитов и известняков, через аргиллиты, часто углеродистые и алевролиты завершаются песчаниками. В терригенных породах отмечается примесь туфового материала. Другая толща (*игарская свита*) мощностью около 2500 м сложена натровыми высокоглиноземистыми (Al_2O_3 до 19,4 %) базальтами, иногда трахибазальтами и их туфами. Для них характерны повышенные содержания титана и фосфора, пониженные – магния и кальция. Вулканиты сопровождались комагматичными интрузиями.

Предполагается, что в закрытой части синеклизы в раннем и среднем рифее существовало поднятие. Отложения этого времени отсутствуют или представлены плитными маломощными глинисто-карбонатными отложениями. Кое-где на фоне поднятия сформировалась система авлакогенов, выполненных осадочно-вулканогенными отложениями. Из них достоверно известен лишь **Котуйский авлакогенный прогиб**, расположенный вдоль границы синеклизы с Анабаро-Оленёкской антеклизой.

Позднерифейские отложения выходят на поверхность также в пределах Туруханo-Игарского поднятия. В это время вдоль северо-западной окраины синеклизы существовал **Сухарихинский предгорный прогиб** с асимметричным поперечным профилем. Западный борт был более крутой, чем восточный. Внизу разреза прогиба залегает молассоидная красноцветная терригенная *излучинская свита*, залегающая несогласно на подстилающих образованиях. Мощность ее изменяется от 500 м на западе до 1300 м в центре прогиба и сокращается к востоку. На западе свита сложена грубообломочными осадками. К востоку они переходят в мелкообломочные песчано-глинистые отложения. Вверху разреза присутствуют прослои известковистых алевропелитов и песчаников с повышенной меденосностью. К центру синеклизы эта свита замещается лагунными маломощными сульфатно-карбонатными отложениями, распространенными на северной половине синеклизы. Южная часть синеклизы в позднем рифее была поднятием. К концу позднего рифея относятся небольшие дайки щелочных ультраосновных пород и более поздних долеритов.

Венд-кембрийские отложения выходят на поверхность на отдельных участках периферии синеклизы и распространены на глубине по всей ее территории. В этот этап территория синеклизы входила в состав Лено-Тунгусской палеогео-

графической области типа лагуна-море. Лишь на самом северо-востоке располагалось окончание Алдано-Анабаро-Рыбнинской рифогенной области.

Венд повсеместно залегает с размывом и внизу представлен маломощной красноцветной терригенной формацией. На западной окраине преобладал более грубообломочный материал, а мощности разреза возрастали. Выше по разрезу терригенные отложения сменились нижнекембрийскими песчано-доломитовыми. В Туруханском районе они вместе с вендскими отложениями объединены в *платоновскую* свиту мощностью 300–360 м.

В Игарко-Норильском районе на уровне венда выделена песчано-доломитовая *сухарихинская* свита мощностью 500–560 м. В юго-западном направлении эти две свиты сменяются ангидрито-карбонатной формацией. В центре синеклизы предполагается относительное поднятие, где мощности вендских отложений были сокращены. К югу от него накапливались глинисто-песчано-ангидрито-доломитовые отложения мотской свиты. На самом юге синеклизы, на отдельных участках они содержат **пласты каменной соли**. В рифогенной области карбонатные отложения часто были органогенными.

С начала кембрия бассейн осадконакопления значительно расширился и занял большие территории даже за пределами платформы. В западной краевой части платформы вендские терригенные отложения сменились карбонатными, преимущественно доломитовыми. К центру синеклизы они замещались карбонато-эвапоритовыми отложениями. Строение этих отложений ритмичное, обусловленное трансгрессивно-регрессивными процессами. В периоды трансгрессии накапливались преимущественно доломиты, в периоды регрессии преобладали эвапориты. Отмечаются и ритмы более высоких порядков, обусловленные сезонными изменениями климата. В Туруханском районе отложения с возрастом от атдабанского века раннего кембрия до амгинского – среднего кембрия объединены в *костинскую свиту* мощностью 1360–1400 м. В Игарко-Норильском районе отложения атдабанского яруса выделяются в составе *краснопорожской свиты* мощностью 80–290 м. Выше залегающие отложения, включая амгинский ярус, выделяются в составе *шумнинской свиты* мощностью 10–370 м. В центральной части синеклизы существовало относительное поднятие, где мощности кембрийских отложений сокращаются, а отдельные части выпадают из разреза.

На северо-востоке, в районе барьерного рифа накапливались мергелисто-карбонатные преимущественно археоциато-водорослевые отложения, иногда с кремнями. Венд-кембрийские отложения считаются перспективными на обнаружение промышленных скоплений **нефти и газа**.

Начиная с позднего кембрия и в течение всего раннего палеозоя, наиболее масштабное опускание происходило на севере синеклизы. Оттуда оно периодически распространялось в южном направлении.

Отложения майского яруса среднего кембрия на подстилающих образованиях залегают с перерывом в осадконакоплении. На юго-западе синеклизы в течение майского века и верхнего кембрия накапливались алевролито-мергелистые отложения *эвенкийской* свиты мощностью около 400 м, переходящие к ее центру в сульфатно-известняково-доломитовые отложения *турамской* свиты мощностью 150–400 м.

Нижнеордовикские отложения объединяются здесь в пролетарскую и чуньскую свиты. *Пролетарская свита* мощностью 150 м залегает на турамской с размывом и имеет песчано-карбонатный состав с глауконитом. Содержание глауконита в некоторых слоях достигает 50–80 %. *Чуньская свита* мощностью от нескольких метров до 150 м красноцветная молассоидная. Сложена она разнозернистыми песчаниками, алевролитами и доломитами с линзами конгломератов с регрессивной направленностью изменения разреза. В юго-западном направлении возрастает роль конгломератов, а к северо-востоку – роль карбонатов.

В Туруханском районе характер разреза этого времени близок к рассмотренному выше. Внизу с размывом залегает красноцветная доломито-алевролито-мергелевая *летнинская свита* майского яруса мощностью 200–220 м. В верхней части разреза свиты появляются водорослевые карбонатные отложения, а к востоку увеличивается роль глинистых отложений. Выше согласно залегает *устьпелядкинская свита*, сложенная органогенными известняками с прослоями доломитов, мощностью 180–200 м. Возраст ее позднекембрийский. Нижнеордовикские отложения залегают на кембрийских согласно. Внизу выделяется *устьмундская свита* мощностью от 17 до 220 м. Сложена она пестроцветными доломитами с прослоями мергелей, гнездами и вкрапленниками ангидрита. К востоку появляются прослои известняков. Уменьшение мощности к западу связано с размывом свиты. Выше расположена *бабкинская свита* доломитов с прослоями песчаников и алевролитов. На востоке она полностью смыта, на западе ее мощность достигает 52 м. Завершает разрез нижнего ордовика *байкитская свита*, залегающая на подстилающих породах с размывом. Состоит она из разнообразных песчаников с прослоями доломитов. На западе она полностью размыта, к востоку ее мощность возрастает до 100 м. По простиранию восточнее она сменяется *туринской свитой* мощностью около 200 м, сложенной переслаивающимися песчаниками и доломитами, есть прослои известняков, мергелей и алевролитов.

В Норильском районе верхний кембрий представлен известняками и доломитами, часто оолитовыми *тукаландинской свиты*. *Рыбнинская и кулюмбинская свиты* устькутского яруса нижнего ордовика залегают согласно, имеют глинисто-известняковый состав и общую мощность до 1800 м. В них отмечаются глиптоморфозы по каменной соли, структуры оползания и линзы известняковых конгломератов. Вверху они сменяются сульфатно-карбонатными отложениями чуньского яруса нижнего ордовика.

В центре и на севере синеклизы в это время существовали, соответственно, **Катангское и Темберчинское** относительные поднятия, где мощность отложений этого периода резко сокращена и не превышает 120 м, часты перерывы в осадконакоплении, коры выветривания.

Отложения среднe-верхнего ордовика повсеместно залегают на подстилающих образованиях с перерывом. В центральной части синеклизы продолжали существовать относительные **Катангское и Темберчинское поднятия**.

В Норильском районе криволуцкий ярус представлен ангирской и амарканской свитами. *Ангирская свита* мощностью 30 м сложена органогенными известняками с включениями фосфатов внизу и примесью глинистого материала вверху. *Амарканская свита* состоит из доломитовых мергелей с редкими прослоями аргиллитов. Мощность ее 56–63 м. Отложения мангазейского яруса среднего ордовика и низов верхнего ордовика объединены в *загорнинскую свиту* мощностью 25–100 м, сложенную аргиллитами и детритовыми известняками с редкими обломками фосфатизированных раковин и гальками фосфатов.

В южной части территории синеклизы внизу разреза среднего ордовика расположена *криволуцкая свита* мощностью до 90 м, сложенная пестроцветными **фосфатоносными** алевролитами и аргиллитами с прослоями мергелей и песчаников. К мангазейскому ярусу относится *неручандская свита* мощностью 25–110 м. В ее составе преобладают известняковистые аргиллиты с прослоями мергелей и глинистых известняков. Мощности ее сокращаются в западном направлении за счет предсилурийского размыва. *Чункинская свита*, залегающая выше, имеет мощность до 55 м. Внизу она сложена ороговикованными карбонатами, вверху – глинисто-кремнистыми известняками и аргиллитами. На западе эти отложения смыты в предсилурийское время. Завершает здесь разрез ордовика *нирундинская свита* аргиллитов, мощностью до 60 м. Верхи ее размыты в предсилурийское время.

Нижнесилурийские отложения распространены в пределах всей синеклизы, залегают на ордовикских отложениях с размывом и имеют глинисто-известняковый состав. В основании разреза расположена *граптолитовая свита* мощно-

стью до 35 м. В ее основании залегает прослой битуминозных органогенных известняков, выше углистые листоватые известковистые аргиллиты с многочисленными отпечатками граптолитов. К центру территории синеклизы разрез становится полностью известняковым, объединенным в *чалбышевскую свиту* мощностью до 65 м. На этих свитах согласно залегает *могоктинская свита* мощностью от 35 до 225 м. Это толща мергелей с редкими слойками известняков. Для верхней части ее разреза характерно комковато-узловатое распределение известковистого и глинистого материала. Верхи лландоверия и низы венлока объединены в *валекскую свиту* мощностью 55–185 м. Состоит она из переслаивающихся мергелей, глинистых известняков и известняков. Известняки слойками органогенные и обломочные. Перекрыта валекская свита *дьявольской свитой* верхов нижнего силура мощностью 50–120 м, сложенной органогенными известняками, доломитами и их переходными разностями с включениями кремней. В центральной части территории синеклизы отложения валекской и дьявольской свит замещаются глинистыми известняками и известняками с прослоями мергелей, аргиллитов, желваками кремней *орловской свиты* мощностью 230–245 м. Известняки часто органогенные, кавернозные, кремнистые.

Разрез верхнего силура начинается с отложений лудловского яруса, представленых *нимдинской свитой* однообразных глинистых сульфатоносных доломитов мощностью 85–245 м. Только в Норильском районе в основании этой части разреза выходят известняки, выделенные в самостоятельную *имангдинскую свиту* мощностью 30–45 м. В центре территории синеклизы выше нимдинской свиты залегает пачка пестроцветных глинистых, сульфатоносных доломитов, доломитовых мергелей доломито-ангидритов мощностью 140 м, объединенные в *мирошкинскую свиту*. На юге синеклизы в позднем силуре существовало поднятие.

Девонские отложения тоже известны в основном на севере синеклизы. Центральные ее части лишь периодически покрывались осадками. Южная и северо-восточная части была поднятыми. На севере в основании девона расположена *зубовская свита*. Мощности ее уменьшаются в южном направлении от 230 м до 20 м. В нижней части свита представлена доломитами, доломитовыми аргиллитами с гнездами и линзами ангидритов. В верхней ее части залегает пачка ритмично переслаивающихся доломитовых аргиллитов и ангидритов. В центре синеклизы на уровне зубовской свиты выделена *нимская свита* пестроцветных карбонатно-глинистых отложений мощностью 10–90 м. Выше зубовской свиты расположена *курейская свита* мощностью 50–85 м. Нижние ее части сложены аргиллитами с редкими прослоями известняков и доломитов, в верхней части отсутствуют карбонатные отложения, но появляются алевролиты. В центральной части синеклизы аналоги курейской свиты отсутствуют. На курейской свите залегает *разведочнинская свита* аргиллитов с пропластками алевролитов и фосфорито-детритовых карбонатных пород. Мощность свиты на северо-западе 130–170 м. К юго-востоку она сокращается до полного выклинивания.

Среднедевонский разрез на севере синеклизы начинается с *мантуровской свиты* мощностью 140–220 м. Внизу она представлена преимущественно аргиллитами и мергелями, вверху – существенную роль играют эвапориты. В центре синеклизы ей соответствует *тынепская свита* мощностью 90–140 м. Внизу ее разреза находят маломощный пласт гравелистых песчаников. Затем преобладают аргиллиты и алевролиты со слойками глинистых карбонатов. Вверх по разрезу роль карбонатного материала вначале возрастает, а затем убывает. Верхи свиты сложены песчанистыми алевролитами с прослоями разнозернистых песчаников. Завершает разрез среднего девона *юктинская свита* мощностью до 80 м. К юго-востоку она выклинивается. Сложена эта свита известняками, часто кавернозными. В кавернах иногда отмечается каменная соль. Наблюдаются пропластки глинисто-карбонатных пород.

Верхний девон начинается с *накахозской свиты*. Максимальные ее мощности на северо-западе достигают 120 м, к юго-востоку они сокращаются вплоть до полного выклинивания. Это толща карбонатных аргиллитов с прослоями доломитов, гипсов и ангид-

ритов. Сульфатоносные осадки распространены в основном на северо-западе. Расположенная выше *каралгонская свита* залегает на накахозской с размывом. Максимальные ее мощности на северо-западе, где достигают 250 м, к востоку и юго-востоку мощности сокращаются до полного выклинивания. В подошве свиты расположены песчанистые алевролиты, выше их сменяют переслаивающиеся известняки и глинистые доломиты. В северо-западном направлении разрез свиты становится сульфатно-карбонатным. Завершает разрез верхнего девона *фокинская свита*, известная лишь на самом северо-западе синеклизы. На остальной ее территории в это время существовало поднятие. Мощность свиты колеблется от 0 до 500 м. Внизу расположены переслаивающиеся ангидриты, доломиты и мергели, вверху – пестроцветные известняки, аргиллиты, доломиты, мергели, гипсы и ангидриты.

Среднепалеозойские отложения синеклизы считаются перспективными на **фосфатное сырьё**.

С карбона начала формироваться Тунгусская синеклиза, как самостоятельная структура. Нижнекарбоновые отложения распространены только на северо-западе синеклизы. Внизу залегают *серебрянская* и *ханельбиринская свиты* турнейского яруса, преимущественно известняковые, а по периферии кремнисто-доломитовые. На них со скрытым несогласием лежит *брусская свита* верхов нижнего карбона мощностью 0–130 м. В основании расположена пачка брекчий с обломками турнейских известняков. Выше они сменяются алевролито-глинистыми известняками и мергелями с редкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Верхи свиты представлены алевролитами и песчаниками с прослоями аргиллитов и глинистых известняков. На юге выделена залегающая с несогласием *кондроминская кварцево-песчаная свита* мощностью до 180 м. Она соответствует визейскому и намюрскому ярусам.

В средне-позднекарбоновое время осадконакопление распространилось на большую часть синеклизы. Отложения с возрастом от среднего карбона до конца перми объединяются в *тунгусскую угленосную серию*, залегающую в большинстве случаев с перерывом в осадконакоплении.

На северо-западе разрез этого времени начинается с *апсеканской свиты* мощностью до 20 м. Она представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками, заполнявшими западины палеорельефа. Выше сплошным чехлом залегает *руднинская свита* мощностью 185 м, сложенная алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями глинистых известняков. К югу она сменяется *катской свитой* мощностью 150–350 м, состоящей из песчаников, реже алевролитов, аргиллитов и глинистых известняков. В основании разреза есть конгломераты и гравелиты, вверху – появляются угли. К югу в разрезе катской свиты имеются **пласты угля** рабочей мощности. В южной части синеклизы разрез этого времени начинается с *тушамской свиты* песчаников с редкими прослоями алевролитов и углистых аргиллитов мощностью более 80 м. Она перекрыта *анакитской свитой* близкого состава мощностью 50–80 м. Эти две свиты накапливались в условиях **Ангаро-Вилюйского прогиба**, вытянутого в северо-восточном направлении от Вилюйского авлакогена до Канско-Тасеевской впадины.

Пермские отложения известны также на всей территории синеклизы. На большей части синеклизы разрез перми начинается с *бургуклинской свиты*. Наибольшая ее мощность на западе (450–500 м), к центру синеклизы уменьшается до 90–170 м. Представлена она ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами аргиллитами и **углями**. Мощность отдельных угольных прослоев составляет 2–5 м. Количество пластов угля и их мощности возрастают вверх по разрезу и с севера на юг. На северо-западе синеклизы на этом уровне расположена *далдыканская свита* мощностью 110 м, сложенная алевролитами, аргиллитами и **углями**, реже песчаниками.

Верхнепермские отложения кое-где залегают с размывом. На большей части синеклизы они представлены ногинской, чапкоктинской и дегалинской свитами. *Ногинская свита* – это пачка полимиктовых мелко-среднезернистых песчаников с редкими прослоя-

ми алевролитов. Ее мощность составляет 20–100 м. *Чапкоктинская свита* сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и **углями**. Мощность отдельных слоев колеблется в пределах 2–20 м. В составе свиты 5–8 пластов угля мощностью до 10 м. На юго-востоке синеклизы на уровне этих двух свит выделяется угленосная терригенная *пеляткинская свита*. *Дегалинская свита* состоит из чередующихся пластов песчаников, алевролитов и **углей**. Отдельные пласты угля достигают мощности 12–15 м. Вверху ее разреза присутствуют туфогенно-осадочные породы.

На северо-западе синеклизы в верхней перми также выделяют три свиты: шмидтинская, кайерканская и амбарнинская. *Шмидтинская свита* мощностью до 130 м сложена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками и углями. *Кайерканская свита* внизу представлена песчаниками с линзами конгломератов и гравелитов, вверху – углями, алевролитами, аргиллитами, редко песчаниками. Мощность свиты достигает 90 м. *Амбарнинская свита* имеет тот же состав, что и кайерканская, но отсутствуют угли. Мощность ее 50 м. На юге синеклизы верхнепермские отложения выделены в *стрелкинскую* свиту мощностью до 200 м. Сложена она песчаниками с прослоями алевролитов углистых аргиллитов, редко углей. Пермские угли на севере синеклизы были паралическими, а на большей части синеклизы – лимническими. Они образуют **Тунгусский угленосный бассейн.**

В центре синеклизы в течение перми существовало относительное поднятие, где мощности осадков сокращаются, а угленосность исчезает.

Породы нижнего триаса на современной поверхности выходят на большей части синеклизы. Главную роль среди них играют вулканиты трапповой формации, которая распространена далеко за пределы синеклизы. Мощности триасовых вулканитов достигают 2500 м, сохранившийся объем вулканогенных образований составляет более 700 000 км^3. На юге синеклизы преобладают туфы, на севере – лавовые фации. По составу они в основном соответствуют толеитовым базальтам. Лишь на севере в значительных объемах появляются разности с повышенной щелочностью и основностью вплоть до щелочных и ультраосновных пород.

На юге синеклизы, в пределах Ванаварской впадины и Учамского поднятия триасовые отложения на тунгусской угленосной серии залегают с перерывом в осадконакоплении. Вначале накапливались туфогенно-терригенные отложения *тутончанской свиты* мощностью 100–250 м. Ее слагают туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, полимиктовые песчаники, аргиллиты, редко известняки. Местами на поднятиях эта свита выклинивается. Она сменяется толеит-базальтовой, существенно туфовой, *корвунчанской свитой* мощностью 70–400 м. Она распространена в северной части Ванаварской впадины и на Учаминском поднятии. Ее слагают агломераты, туфы и покровы базальтов с прослоями и линзами туфопесчаников и туфоалевролитов. Характерны фациальная изменчивость, отсутствие слоистости и обилие обломков базальтов в осадочных породах размером до 2–5 м. Вулканическая деятельность сопровождалась гидротермальной деятельностью с образованием скоплений **исландского шпата, барита, целестина**.

Широко распространены тела силлово-лакколитовой фации, сложенные долеритами, габбро-долеритами, тешенитами. Они объединены в комплексы: *катангский* толеитовых долеритов, *ангарский и кузьмовский* долеритов и ферродолеритов и *тычанский* тешенит-долеритов.

На Чадобедском поднятии распространены интрузивные тела кимберлитов и пикритовых порфиритов *чуктоконского комплекса* раннетриасового возраста. Кроме того, здесь известны жильные и штокообразные тела щелочно-ультраосновных пород, в том числе и карбонатитов *чадобедского комплекса*. Предполагается, что они могут быть алмазоносными.

В пределах Центральнотунгусской впадины тутончанская и корвунчанская свиты имеют строение, сходное с более южными разрезами, только мощности их незначительно возрастают. Выше располагаются *нидымская, кочечумская и ямбуканская свиты*. Сложе-

ны они покровами базальтов мощностью от 1 до 30 м, разделенными прослоями туфогенных пород. Суммарная их мощность на юге района составляют 200 м, к северу возрастает до 1000 м. Здесь же наблюдаются редкие пластовые интрузии долеритов и троктолит-долеритов, приуроченные к основанию разреза вулканогенных образований. По составу они близки к выше рассмотренным интрузивным образованиям.

Севернее Центральнотунгусской впадины в триасе существовала **Сыверминская впадина** с глубиной до 2 км. Западное ее крыло крутое, а восточное – пологое. Днище впадины погружается в северо-западном направлении, где она по зоне разломов граничит со структурами Предтаймырского авлакогенного прогиба. Сыверминская впадина заложилась со структурным несогласием на верхнепалеозойском поднятии. Тутончанский уровень здесь представлен пирокластической *хаканчанской свитой* и лавовыми толеит-базальтовыми *туклонской и надеждинской свитами*. Надеждинская свита для севера и запада синеклизы является маркирующей. Выше (?) залегает пикрит-трахибазальтовая эффузивная *аянская свита*. Затем залегает *кутарамакитская свита* толеитовых базальтов мощностью 450–600 м. Она перекрыта *хоннамакитской свитой* мощностью 550–600 м. Это толща базальтов с вулканогенно-осадочной пачкой в основании. Вышележащая *нераканская свита* также сложена покровами базальтов и также с пачкой вулканогенно-осадочных отложений в основании. Мощность свиты около 500 м. Завершается здесь разрез вулканогенных образований *негуиконской свитой* мощностью150–200 м. Строение и состав её такие же, как и подстилающей нераканской свиты.

На севере синеклизы в раннем триасе возник **Предтаймырский авлакогенный прогиб**, вытянутый в субширотном направлении и состоящий из серии впадин. Строение впадин осложнено системой горстов и грабенов, образующих блоковую структуру. Мощность вулканогенных отложений в центральных частях впадин достигает 2–4 км, к периферии она сокращается, а отдельные горизонты выклиниваются. Внизу разреза вулканогенных образований с перерывом на верхнепалеозойских породах залегает *ергалахская свита*, сложенная покровами трахибазальтов, трахиандезибазальтов с маломощными прослоями туфов и туффитов в основании. Мощность ее в центре отрицательных структур достигает 250 м, в бортовых их частях она выклинивается. Вулканиты сопровождаются силлами и дайками трахидолеритов мощностью 15–90 м.

Выше расположена *путоранская серия*, представленная перемежающимися покровами базальтов с прослоями и линзами туфов и туфогенно-осадочных пород. Покровы обычно имеют мощность 6–12 м, редко до 30 м, прослеживаются на многие километры. Мощность туфогенных отложений сильно варьирует. Общая мощность серии достигает 2–4 км. Путоранская серия перекрыта *моронговской свитой* мощность до 300 м. Она сложена туфами базальтов с маломощными прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и туффитов. Характерна латеральная неоднородность разреза, пестрая окраска, непостоянство состава обломков, отсутствие их сортировки. Кроме обломков базальтоидов и их минералов, присутствуют обломки углистого, глинистого и песчаного состава. Вулканиты сопровождаются силлами и пологосекущими интрузивами толеит-долеритового и троктолит-долеритового составов мощностью 50–230 м.

Завершает разрез вулканогенной толщи пикрит-базальтовая формация мощностью до 200 м. Она распространена ареально и состоит из покровов базальтов, часто оливиновых, и пикритобазальтов с редкими линзами и прослоями туфов и туффитов. С вулканитами ассоциируют интрузии гипербазит-габбровой формации. Преобладают габбро-долериты габбро-нориты, троктолиты. Ультраосновные породы представлены плагиоклазовыми оливинитами и перидотитами. Форма тел пологосекущая, пластовая, хонолитообразная, реже крутосекущая. Мощность тел 100–350 м. Тела отчетливо дифференцированы: внизу расположены ультраосновные породы, выше переходные разности от ультраосновных пород к основным, затем основные разности, вверху лейкогаббро, габбро-пегматиты и габбро-диориты. К нижним частям этих интрузивов приурочено **сингенетичное сульфидно-медно-никелевое оруденение с кобальтом и платиноидами**. В

меньшей степени развито прожилково-вкрапленное оруденение, наложенное на вмещающие породы (Норильско-Талнахская группа месторождений). С расслоенными массивами базит-ультрабазитового состава связаны **месторождения титаномагнетита,** со щелочно-ультраосновными – **месторождения нефелина**.

Юрские отложения распространены на юге синеклизы в пределах Ангаро-Вилюйского прогиба. Они выполняют цепочку впадин северо-восточного направления и представлены континентальными грубоотерригенными угленосными отложениями мощностью 60–140 м. Характерны невыдержанность строения разреза и его мощностей, признаки аллювиального генезиса. В общем, вниз по разрезу наблюдается погрубение отложений от песчаников до конгломератов. Отмечаются и небольшие проявления базальтового вулканизма юрского времени. На остальной территории синеклизы существовали небольшие впадины, выполненные песчано-глинистыми отложениями.

1.6.5. АНГАРО-ТАСЕЕВСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Ангаро-Тасеевская синеклиза занимает юго-западную часть платформы и выполнена в основном венд-нижнепалеозойскими отложениями (см. рис. 2). Западный, северо-западный и южный ее края, где она граничит со складчатыми сооружениями Енисее-Восточно-Саянской складчатой области, более крутые, чем северные и восточные. На востоке синеклиза по **Ковенско-Вихоревской зоне разломов** в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы граничит с Байкало-Патомским перикратонным прогибом. На севере на пограничную зону с Тунгусской синеклизой наложен карбон-юрский **Ангаро-Вилюйский прогиб (Мурская впадина)**. Граница с Приенисейским перикратонным прогибом проходит по **Иркинеевскому выступу**, сложенному в центре позднепротерозойскими геосинклинальными образованиями. На западе на синеклизу наложен позднепалеозойско-мезозойский **Канско-Тасеевский прогиб**. Он перекрывает границу синеклизы с байкальскими складчатыми сооружениями Енисейского кряжа. На юге из-под отложений синеклизы выходят рифейские образования **Присаянского перикратонного прогиба**. А далее к югу расположены **Бирюсинская и Шарыжалгайская глыбы** – выступы фундамента платформы, которые будут рассмотрены в составе Восточно-Саянского региона.

Фундамент синеклизы представлен преимущественно архейскими образованиями. Они слагают продолжение Шарыжалгайского и Бирюсинского блоков с характерным субмеридиональным простиранием структур. Вместе с ними он выделяется как **Гутарский щит**. В его пределах отмечается система вулкано-плутонических поясов субмеридионального простирания второй половины раннего протерозоя.

Породы **Присаянского перикратонного прогиба** в современном эрозионном срезе распространены на относительно небольшой территории. В его пределах наблюдаются блоки раннепротерозойского фундамента платформы, входящие в состав **Урикско-Ийского авлакогена**. Это в основном гнейсы, кристаллосланцы, реже амфиболиты и мраморы *кирейской серии*, метаморфизованные в амфиболитовой фации и прорванные вначале массивами основных-ультраосновных пород, а затем гранитоидами. В её составе отмечаются железистые кварциты.

Внизу разреза прогиба расположены терригенные породы флишоидной *сублукской* серии, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, мощностью 8–12 км. В ее составе преобладают хлорит-серицитовые сланцы, метапесчаники, кварциты, конгломераты. В нижних частях разреза присутствуют базальты, андезиты и риолиты, а в верхних – известняки и доломиты. Они прорваны гранитоидами *саянского* комплекса с возрастом конца раннего протерозоя. Следовательно, заложение Присаянского прогиба приходится на вторую половину раннего протерозоя.

На сублукской серии несогласно лежит *зунтейская* грубообломочная серия мощностью 2300–4600 м, сложенная песчаниками, конгломератами и сланцами среднего рифея. На этих сериях и саянском комплексе с резким угловым несогласием и базальными

конгломератами залегает верхнерифейская *карагасская* серия мощностью 1500–2000 м, состоящая из трех ритмов. Каждый ритм начинается с песчано-алевролитовых отложений, а заканчивается аргиллитами и доломитами. В карагасской свите присутствуют **пласты фосфоритов**. Завершает разрез рифея *оселковая* серия мощностью 1800–2400 м. Сложена она песчано-алевролито-глинистыми отложениями с конглобрекчиями в основании и редкими пластами известняков и глинисто-карбонатных сланцев в верхней части. Верхи серии иногда датируют нижним вендом. В карбонатно-терригенных отложениях карагасской и оселковой свит распространено **гипергенное железо-марганцевое оруденение**.

В конце рифея внедрились мелкие тела диабазов *нерсинского* комплекса, слагающих дайки и силлы мощностью до 150 м. Они прорывают карагасскую серию и, возможно, перекрываются оселковой серией. К концу позднего протерозоя относятся массивы *зиминского* ийолит-карбонатитового комплекса с **редкометалльным оруденением** (Белозиминское тантал-ниобиевое месторождение). Определения радиологического возраста пород комплекса колеблются в пределах 550–725 млн. лет.

Венд-кембрийские отложения выстилают всю поверхность синеклизы, а на поверхность выходят в виде узкой полосы на ее юге. Они накапливались в условиях окраины Ангаро-Тунгусской палеогеографической области типа лагуна–море, чем и обусловлена их фациальная зональность. С венда и по ордовик Ангаро-Тасеевская синеклиза и Байкало-Патомский прогиб развивались однотипно с симметричным строением относительно складчатого обрамления.

Вендские отложения выходят на современной поверхности в виде небольших фрагментов в южной части синеклизы. По данным бурения и геофизики, они выстилают всю синеклизу. Разрез этого времени начинается с толщи терригенных отложений, мощность которых сокращается к центру платформы от 240 до 40 м. В этом же направлении происходит омоложение отложений, обусловленное постепенным расширением бассейна осадконакопления к северу. Их сопоставляют с *ушаковской свитой* Прибайкалья. Выше с размывом и грубообломочными отложениями в основании залегает *мотская свита* (серия) верхов венда мощностью 230–570 м. Причем грубообломочность осадков уменьшается с удалением от края бассейна осадконакопления, а на севере синеклизы мотская свита залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте. Нижняя граница свиты не является одновозрастной и отражает ее трансгрессивный характер. По направлению к северу в ее основании залегают все более высокие уровни разреза. В общем, низы свиты сложены песчаниками и алевролитами с прослоями битуминозных аргиллитов. Средняя часть представлена доломитами, ангидрито-доломитами с многочисленными прослоями песчаников, алевролитов, преимущественно кварцевого состава, и аргиллитов. С удалением от источника сноса, который располагался в районе современного Восточно-Саянского хребта, объем терригенного материала уменьшается, а сульфатов – возрастает. Верхняя часть разреза представлена монотонной толщей доломитов. Участками в них отмечаются ангидрит, окремнение и известковистость. В южных разрезах имеет место запесоченность разреза.

Ранне-среднекембрийские отложения (до амгинского яруса) на современной поверхности выходят также в небольшом объёме на юго-западе и перекрыты в основном более молодями отложениями, но распространены по всей синеклизе. На юго-западе они характеризуется преобладанием известняков и доломитов, на северо-востоке – доломитов, сульфатов и солей. Это обусловлено привносом пресных вод в краевую часть бассейна осадконакопления, в результате чего соленость вод понижалась. К центру бассейна осадконакопления содержание солей постепенно повышалось и в удаленных от его края частях достигало максимума. В карбонатно-галитовой части разреза четко устанавливается ритмичность, связанная с чередованием трансгрессий и регрессий. Насчитывается 5 макроритмов, осложненных микроритмами. Свиты здесь выделяются те же, что и в Прибайкалье со сходным строением разреза. В нижнем кембрии выделяется 4 свиты.

Внизу кембрийского разреза расположена *усольская существенно соленосная свита* мощностью в пределах солеродного бассейна 700–1100 м. На участках проявления соляной тектоники она повышается до 1500 м. В Присаянье усольская свита преимущественно доломитовая с прослоями известняков, песчаников, мергелей. Мощности ее здесь минимальные и составляют 150–300 м. К северо-востоку и северу среди доломитов появляются прослои ангидритов, а затем галита. Объем их в этом направлении возрастает, вплоть до преобладания. По мере приближения к Непскому своду, мощности свиты несколько сокращаются. Разрез свиты характеризуется многократным и ритмичным переслаиванием каменной соли с доломитами и доломит-ангидритами. Свита состоит из трех подсвит. В нижней и верхней подсвитах в большей части территории синеклизы преобладает **каменная соль**. В средней подсвите преобладают доломиты, часто в переслаивании с известняками. В центральной ее части появляются ангидриты.

Бельская свита имеет мощность 300–750 м, которая также сокращается к востоку и северо-востоку. В центральной части синеклизы строение разреза свиты аналогичное прибайкальскому: внизу залегают доломиты и известняки с прослоями сульфатов и маломощными пластами солей, вверху – чередуются соли и доломиты с прослоями ангидритов, мергелей. К периферии платформы соленосный разрез замещается сульфатно-карбонатным и карбонатным, существенно доломитовым, а затем известняковым. На юго-западе в доломитах появляется примесь глинистого, алевролитового и песчаного материала, что обусловлено приближением к суше. В северном направлении от центра синеклизы также уменьшается роль солей, преобладают карбонатные породы.

Булайская свита имеет мощность 80–160 м и сложена преимущественно доломитами с прослоями ангидритов и аргиллитов, а верхние части замещаются известняками. К северу мощность свиты сокращается, здесь отмечаются условия некомпенсированного прогиба. В начале булайского времени условия осадконакопления были изменчивыми, что приводило к частому чередованию ангидритов, доломитов, реже известняков с примесью песчаного материала. Затем установились относительно постоянные палеогеографические условия с накоплением однообразной толщи доломитов с прослоями известняков. В Присаянье разрез свиты обогащен терригенным материалом, появились прослои песчаников, что свидетельствует о близости области сноса.

Ангарская свита имеет изменчивую мощность (от 250 до 570 м) и галогенно-доломитовый состав ритмичного строения. Выделяются ритмы нескольких порядков. Самые примитивные ритмы имеют мощности в первые миллиметры и обусловлены сменой времен года. Более крупные ритмы связаны с колебаниями климата и тектоническими движениями. Для свиты характерно переслаивание **соляных пластов**, имеющих мощность от сантиметров до 20–40 и более метров, с сульфатными и карбонатными отложениями. При приближении к краям платформы начинают преобладать сульфатно-карбонатные, а затем карбонатные и обломочно-карбонатные породы, появляются известняки и примесь терригенного материала. На самом юге платформы ангарская свита в предюрское время была размыта.

Литвинцевская свита нижне-среднекембрийского возраста в пределах синеклизы в основном размыта. В сохранившихся разрезах в Присаянье преобладают известняково-доломитовые осадки с редкими прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. К центру платформы они замещаются сульфатно-карбонатными отложениями, а далее к северу появляются соли. Наиболее насыщена сульфатами и солями средняя часть свиты, где мощность **пластов соли** достигает 30 м.

К венд-раннекембрийским отложениям приурочены **месторождения нефти и газа**.

Среднекембрийские отложения майского яруса залегают с размывом. В подстилающих частично размытых породах литвинцевской и ангарской свит отмечается проявление палеокарста. Вдоль Присаянья в виде полосы шириной до 100 км распространены красноцветные терригенные отложения *эвенкийской свитой* мощностью до 600 м. Она соответствует майскому ярусу среднего кембрия и верх-

нему кембрию. На юго-западе они более грубообломочные и имеют меньшую мощность (до 145 м). А к центру платформы эти отложения сменяются алевролито-мергелистыми отложениями *верхоленской серии и илгинской свиты*. Аналоги илгинской свиты здесь характеризуются песчано-известняково-мергелистым составом внизу и конгломерато-песчаным – вверху.

Нижнеордовикские отложения на современной поверхности синеклизы преобладают, занимая центральную и северную ее части. В районе Восточного Саяна в это время существовало поднятие, откуда сносился терригенный материал. Это поднятие постепенно распространялось и на краевую часть платформы. Внизу разреза ордовика в прибрежной зоне залегает *луговская глауконит-песчаная свита* мощностью 270 м. К северо-востоку в ее разрезе появляются аргиллиты, а затем доломиты. В этом же направлении уменьшается грубообломочность отложений и луговская свита сменяется песчано-карбонатной устькутской свитой.

Выше с согласным контактом лежат породы ийской и бадарановской свит чуньского яруса. *Ийская свита* на юго-западе имеет мощность до 700 м, которая к северо-востоку сокращается до 245 м. Сложена она пестроцветными слюдистыми алевролитами и песчаниками часто грубозернистыми и косослоистыми со знаками ряби. К северо-востоку зернистость пород уменьшается, появляются известняки. Но они появляются значительно севернее, чем в устькутской свите, что свидетельствует о регрессии бассейна осадконакопления.

Бадарановская свита имеет максимальную мощность (до 520 м) также на юго-западе синеклизы. К северу и востоку она быстро сокращается до 60 м, а участками до полного исчезновения. Это связано с предсреднеордовикским размывом. Состоит свита из разнозернистых, часто косослоистых песчаников с прослоями пестроцветных алевролитов и аргиллитов.

Выходы пород среднего, верхнего ордовика и силура смещены относительно нижнеордовикских к северо-западу. После перерыва бассейн осадконакопления снова занял почти ту же территорию, что была и в нижнем ордовике.

Среднеордовикские отложения залегают на разных горизонтах нижнего ордовика с размывом. Они объединены в *мамырскую свиту* мощностью 70–350 м. В последнее время эту свиту перевели в разряд серии, установив в средней ее части значительный перерыв. Нижнюю ее часть выделили в *таревскую свиту* красноцветных песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. К северу уменьшается зернистость пород, алевролиты и аргиллиты становятся преобладающими, а песчаники – в подчиненном объеме. На востоке верхняя часть таревской свиты размыта, а бассейн осадконакопления сместился к северу. Верхняя часть мамырской серии выделяется, как *анчериковская свита*. В ее составе на большей площади преобладают кварцевые песчаники и гравелиты. Зернистость отложений уменьшается как в северо-восточном направлении, так и вверх по разрезу.

Верхнеордовикские отложения объединены в *братскую свиту* мощностью 200–300 м, залегающую на мамырской серии согласно. Она представлена чередованием красноцветных аргиллитов, песчаников и алевролитов, причем зернистость уменьшается вверх по разрезу. На отдельных участках присутствуют глиптоморфозы по галиту, что свидетельствует о существовании лагунной обстановки. К югу, вблизи береговой линии преобладали песчаники, а красная расцветка пород отсутствует.

Нижнесилурийские отложения выходят на поверхность на северо-западе синеклизы. Они выполняли мульдообразную впадину, открытую к северо-востоку. Внизу расположена *кежемская свита*. В краевых частях мульды это плохо сортированные песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. К центру мульды они сменяются хорошо сортированными кварцевыми песчаниками. Залегающая выше *ярская* свита состоит из песчаников, песчанистых доломитов и аргиллитов. Суммарная мощность обеих свит изменяется от 40 до 200 м.

Более молодые отложения с возрастом от позднего девона до юры распространены в пределах наложенной **Канско-Тасеевской впадины**. Верхнедевонские породы выходят узкой полосой по ее периферии. В основании этой части разреза залегают красноцветные породы *павловской свиты* мощностью 120–200 м. Внизу она сложена плохо сортированными конгломерато-гравелито-песчаными отложениями, образующими ритмичное трансгрессивное чередование. В северо-восточном направлении и вверх по разрезу уменьшается размер обломков. Верхняя часть свиты сложена алевролитами, песчаниками с редкими прослоями известняков. Обломки представлены в основном докембрийскими породами Восточного Саяна, Канской глыбы и Енисейского кряжа. Выше согласно лежат отложения *кунгусской свиты* мощностью 230–450 м. Сложена она чередующимися красноцветными неслоистыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями известковистых гравелитов и косослоистых песчаников.

В зоне сочленения платформы и складчатой области известны маломощные жилки кимберлитов *окинского комплекса* девонского возраста.

Карбоновые отложения известны в этой же впадине и в пределах Ангаро-Вилюйского прогиба. Они залегают с размывом. Внизу разреза расположена *баеронская свита* мощностью до 150 м. В ее основании залегает конгломерато-песчаная пачка, вверху – известняков, кварцевых песчаников и алевролитов. Часто устанавливается ритмичность трансгрессивного типа. На баеронской свите согласно лежит *топорокская свита* мощностью 80–100 м, сложенная ритмично чередующимися пестроцветными алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками с примесью туфового материала. Выше залегающая *тушамская свита* мощностью 110–180 м распространена значительно шире, что связано с возникновением **Мурской впадины Ангаро-Вилюйского прогиба**, расположенной на границе Ангаро-Тасеевской и Тунгусской синеклиз. Эта свита лежит с размывом на породах от верхнего кембрия до турнейского яруса нижнего карбона. Внизу она представлена песчаниками с примесью пирокластического материала, прослоями туфов и туффитов. Верхняя часть сложена ритмичной толщей конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с маломощными пластами угля. Выше в Мурской впадине залегают континентальные песчано-глинистые отложения верхнего карбона и перми, принадлежащие Тунгусской синеклизе.

В пределах синеклизы широко представлены силлы раннетриасовые долеритов и габбро, внедрившиеся на разные уровни раннепалеозойского разреза. Это **Тулунский, Нижнеудинский и Усольский** силлы. Они имеют мощности 100 и более метров и прослеживаются на сотни километров. Состав силлов слабо дифференцирован. К центральным частям тел наблюдается некоторое раскисление состава с появлением гранофирового материала. В начальной стадии изучения считалось, что силлы непрерывно прослеживаются на сотни километров. В последующем, при возрастании объема данных бурения было установлено, что силлы не имеют сплошного распространения, а разделены на разобщенные участки, приуроченные к определенным уровням разреза. Каждый их них имеет свои подводящие каналы в виде даек. Вблизи границы с Тунгусской синеклизой появляются вулканогенные образования триаса, которые рассматриваются при описании Тунгусской синеклизы.

С трапповой формацией связаны гидротермально-метасоматические **месторождения железа Ангаро-Илимского рудного района** (Коршуновское, Татьянинское, Красногорское и др.).

Юрские отложения залегают с размывом на палеозойских породах. Накапливались они в континентальных условиях в пределах Канско-Тасеевской впадины, а также в системе впадин Ангаро-Вилюйского прогиба. Состав их грубообломочный с углями. Наиболее мощные пласты угля известны в Канско-Тасеевской впадине, где выделяется **Канский угольный бассейн**. Юрские породы здесь объединены в *абанскую серию* мощностью от 250 до 600 м, состоящую из *переяславской, илинской, комалинской и бородинской свит*. Сложена серия переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргилли-

тами и углями. Внизу разреза присутствуют конгломераты. К центру впадины грубообломочность отложений уменьшается, а угленосность увеличивается. В сторону Ангаро-Вилюйского прогиба низы серии переходят в *укугутскую свиту* конгломерато-алевролито-песчаного состава. К северо-западу эти отложения сменяются образованиями чехла Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы.

Верхние части разреза Канско-Тасеевской впадины выделены в *илекскую свиту* алевролитов и песчаников с редкими прослоями аргиллитов и гравелитов. Мощность ее достигает 400 м. Выше залегает *илекская глауконит-песчаная свита*, мощностью 270 м на юго-западе и 100 м – на северо-востоке.

1.6.6. СРЕДНЕЛЕНСКИЙ ПЕРИКРАТОННЫЙ ПРОГИБ

Среднеленский перикратонный прогиб располагается к северу от Алданского щита, образования которого слагают фундамент прогиба (см. рис. 2). Выполнен он отложениями от рифея до девона. На севере образования прогиба перекрыты верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями Вилюйской синеклизы, на западе он переходит в Байкало-Патомский также перикратонный прогиб. Мощность отложений чехла в Среднеленском прогибе изменяется от десятков метров на поднятиях до 3000 м и более во впадинах.

В центральной части прогиб осложнен **Лено-Алданским субмеридиональным пологим поднятием**. Его фундамент сложен раннеархейскими породами продолжения Центрально-Алданского блока Алданского щита. К западу от него расположена **Березовская**, к востоку – **Юдомо-Майская впадины авлакогенной природы**. Фундамент впадин сложен преимущественно позднеархейскими образованиями Олекминского и Батомгского блоков Алданского щита соответственно.

Березовский прогиб имеет северо-северо-восточное простирание, по подошве вендских отложений он центриклинально замыкается к югу и расширяется к северу. Поперечный профиль асимметричный с более крутым западным бортом и более мощным чехлом (до 4 км) и более пологим восточным с мощностью чехла около 2 км. Локальные структуры пологие, преимущественно брахиформные. Они объединены в четыре вытянутые в субмеридиональном направлении антиклинальные зоны и валообразные поднятия. Лено-Алданское поднятие характеризуется маломощным чехлом с постепенным погружением во всех направлениях, кроме южного. Оно осложнено куполами, структурными носами и террасами. Юдомо-Майский прогиб имеет субмеридиональное простирание и резко выраженное асимметричное строение: очень пологое западное крыло и крутое – восточное.

Рифейские отложения наиболее полно представлены в Юдомо-Майском прогибе. Накапливались они в трогоподобной структуре типа авлакогена субмеридионального простирания, частично унаследованной от раннепротерозойского Улканского прогиба (см. раздел «Алданский щит»).

Внизу разреза несогласно на архейских образованиях залегает нижнерифейская *игнинская серия*. Разрез серии начинается кварцево-песчаниковой толщей с конгломератами внизу и алевролитами и аргиллитами вверху. Они сменяются кремнисто-доломитовой толщей. Мощность серии изменяется от десятков метров в краевых частях прогиба до 1500–2000 м в его центре. На ней трансгрессивно залегает также нижнерифейская *майская* серия. Лишь в центре прогиба эта серия лежит согласно на подстилающих образованиях игнинской серии. Внизу разреза майской серии преобладают кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты с трансгрессивной направленностью его изменения. Они сменяются вверху глинисто-известняковой формацией с глауконитом в нижней части и битуминозной – в верхней, затем доломитовой. Завершается разрез серии **бокситоносной формацией**, связанной с корой выветривания.

На коре выветривания залегает среднерифейская пестроцветная песчано-глинистая *лахандинская* свита. Ее слагают карбонатные и терригенно-глинистые отложения. Карбонатные породы иногда строматолитовые битуминозные. Широко распространены **железистые осадки с гематитовыми, шамозитовыми, лимонитовыми и сидеритовыми рудами.**

Верхний рифей представлен красноцветной молассоидной *уйской* серией, залегающей на подстилающих породах с размывом. Состав ее преимущественно песчано-сланцевый. С запада на восток увеличивается грубозернистость разреза. Мощности разреза к центру прогиба возрастают почти на порядок (от 500 м до 5000 м).

В конце рифея внедрились интрузии долеритов, щелочных ультраосновных пород. Долериты слагают дайки и силлы, щелочные ультраосновные породы – крутопадающие штоки концентрически зонального строения: в центре выходят ультраосновные породы, по периферии – щелочные.

В пределах Лено-Алданского поднятия авлакогенные отложения сменяются маломощными плитного характера осадками. На юге это карбонатные или терригенно-карбонатные отложения, к северу мощности несколько возрастают и появляются вулканиты основного состава. Отложения верхов среднего рифея и верхнего рифея отсутствуют.

В Березовской впадине мощности рифейских отложений вновь возрастают. Эти отложения здесь объединены в серии, которые выделены в расположенном к западу Байкало-Патомском прогибе. В основании рифейского разреза залегает среднерифейская *баллаганахская серия* грубообломочная внизу и доломитовая вверху. Мощности ее с запада на восток сокращаются от 2500 м до 100 м. На ней с размывом залегает ритмичная *дальнетайгинская серия* средне-верхнего рифея. Ритмы начинаются с грубообломочных отложений и заканчиваются доломитами. Мощности ее изменяются от 2400 м на западе до 170 м на востоке. В этом же направлении уменьшается грубообломочность разреза, характер его разреза становится терригенно-карбонатным. Верхнерифейские отложения объединены в те же свиты, что и на северной окраине Алданского щита (см. выше): ималыкскую, токкинскую и торгинскую – с тем же составом, лишь мощности их с юга на север несколько возрастают. В северном направлении рифейские отложения почти полностью выклиниваются.

В венде повсеместно в прогибе накапливались песчано-доломитовые отложения *юдомской свиты*, залегающей с размывом. В Березовской впадине разрез свиты начинается с маломощной пачки песчаников, а в основном представлен доломитами. Мощность ее здесь 200–500 м. В пределах Лено-Алданского поднятия юдомская свита отсутствует. В Юдомо-Майской впадине низы свиты сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и кремнистыми отложениями, верхи – доломитами с прослоями известняков.

Кембрийские отложения на вендских залегают согласно. На востоке, в пределах прогиба внизу кембрийского разреза на уровне томмотского и низов атдабанского ярусов располагается *юедейская пестроцветная свита* глинистых глауконитовых известняков с желваками фосфоритов. Мощность ее 30–90 м. В Юдомо-Майской впадине она возрастает до 1500 м. На западе в разрезе свиты значительную роль играют археоциатово-водорослевые биогермы. Наиболее крупной рифовой постройкой является **Оймуранский массив** мощностью 200-300 м и шириной 25 км. Мощность свиты здесь 150–300 м.

Согласно выше залегает *иниканская свита* черных и серых битуминозных и кремнистых известняков, мергелей и доломитов с линзами горючих сланцев мощностью 50–100 м. Она накапливалась в некомпенсированном глубоководном прогибе и охватывает уровень от ботомского яруса нижнего кембрия до амгинского яруса среднего кембрия.

На востоке Березовской впадины выше юедейской свиты залегает *эльгянская свита*, соответствующая средней части атдабанского яруса. Она сложена чередующимися доломитами, иногда глинистыми и известняками. Мощность ее составляет 40–50 м. К

центру впадины в ее разрезе появляются прослои каменной соли, мощность возрастает до 110 м. Верхам атдабанского яруса соответствует *толбачинская свита* мощностью 230–260 м. Она состоит также из переслаивающихся доломитов и известняков, но отмечаются также прослои мергелей и сульфатов. К центру впадины появляется, а затем начинают преобладать **каменная соль**, мощность свиты возрастает до 405 м. На уровне ботомского яруса расположена *олёкминская свита* мощностью 120 м, сложенная мелководными доломитами и известняками. Выше расположена *чарская свита* мощностью 120 м. Нижняя ее подсвита соответствует тойонскому ярусу и сложена доломитами. Верхняя подсвита соответствует уже амгинскому ярусу среднего кембрия. Кроме доломитов, в ней присутствуют известняки, мергели и кремнистые включения. К центру впадины появляются большие объемы **каменной соли**, мощность возрастает до 800 м.

На западе Березовской впадины и на юге Патомской ветви Байкало-Патомского прогиба на уровне юедейской свиты расположена *мачинская свита* доломитов с прослоями известняков и аргиллитов. Мощность ее 300 м. Верхи атдабанского яруса представлены *лимпейской свитой* мощностью 450 м. Сложена она чередующимися доломитами и известняками. Остальная часть нижнего кембрия относится к *чечуйской свите* мощностью 200 м. Внизу залегают известняки, вверху – доломиты. Амгинскому ярусу среднего кембрия соответствует *кружалинская свита* мощностью 100–130 м, сложенная в основном известняками.

К венд-раннекембрийским отложениям приурочены **месторождения нефти и газа**.

Майскому ярусу среднего кембрия в восточной части Среднеленского прогиба соответствуют *чайская* и *устьмайская свиты*. Они сложены серыми и зеленоватыми глинистыми известняками и мергелями. Мощность их 300–600 м, в Юдомо-Майской впадине она возрастает до 2500 м.

Послесреднекембрийские отложения сохранились лишь в Березовской впадине. Средний (майский ярус) и верхний кембрий представлены красноцветной терригенно-карбонатной формацией с сульфатами (*инняхская серия*) мощностью 400–700 м. В раннем ордовике накопились отложения *устькутской и бадарановской свит*, которые здесь имели существенно карбонатный состав и мощность около 300 м. Средне-верхнеордовикские отложения залегают с перерывом в осадконакоплении и имеют карбонатно-терригенный красноцветный состав. Они объединены в *илюньскую серию* в составе *криволуцкой, чертовской и макаровской свит* мощностью 100–500 м. Раннесилурийские отложения завершают разрез Березовской впадины. Они представлены красноцветной терригенно-карбонатной *бирюкской серией*.

В южной части прогиба среди карбонатных отложений чайской свиты нижнего кембрия закартированы пластовые тела и дайки габбро-долеритов мощностью до 80 м. Они условно относятся к силуру.

1.6.7. БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ ПЕРИКРАТОННЫЙ ПРОГИБ

Дугообразный Байкало-Патомский прогиб расположен вдоль границы Сибирской платформы с Байкало-Витимской складчатой областью (см. рис. 2). В его пределах в строении чехла платформы принимают участие породы с возрастом от раннего рифея до кайнозоя. Рифейские отложения выходят на поверхность узкой полосой вдоль границы прогиба с Байкало-Витимской областью и в сторону центра платформы, на левобережье р. Лены быстро выклиниваются. Северо-западная граница прогиба рифейского времени обусловлена **Ленско-Нюйским глубинным разломом**. Вендские отложения также выходят узкой полосой на востоке прогиба, к западу от рифейских. Но они выстилают основание разреза чехла уже в пределах почти всей платформы. Возраст пород, выходящих на поверхность далее к западу в пределах прогиба, изменяется последовательно вплоть до среднеордовикских. Более молодые отложения выполняют наложенные структуры и распространены фрагментарно в разных частях прогиба.

В пределах прогиба в платформенном чехле выделяются следующие структуры второго порядка (с севера на юг): **Нюйско-Джербинская впадина, Пеледуйское поднятие, Киренский и Жигаловский валы, Илгинская и Ушаковская впадины.** На западе прогиба выделяется **Непско-Ботуобинское поднятие**, иногда называемое сводом или антеклизой. Оно осложнено **Илимской** и **Устькутской впадинами**.

Кристаллический фундамент прогиба опущен на глубину до 3–4 км. В краевой западной части прогиба, в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы существует поднятие фундамента, где мощность чехла сокращается до 1,3–2 км.

На юге прогиба под чехол погружаются раннеархейские метаморфические образования Шарыжалгайского блока, объединенные в шарыжалгайскую серию, с наложенным Онотским грабеном (зеленокаменным поясом?) позднеархейского времени. Севернее в фундаменте платформы также выделяются блоки раннеархейских образований, между которыми располагаются зоны позднеархейских пород. В фундаменте прогиба выделяется ряд вулкано-плутонических поясов, аналогичных по своему строению и возрасту Северо-Байкальскому. Они располагаются субпараллельно этому поясу или ответвляются от него. Это **Марковский, Усть-Кутский и Шамановский** пояса. Они входят в качестве составной части в **Байкало-Таймырскую шовную зону**, разделяющую платформу на два мегаблока. В северной части прогиба установлено субмеридиональное продолжение Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса вплоть до запада Вилюйской синеклизы. В некоторых работах этот пояс называется **Байкало-Вилюйским**.

Формирование чехла началось в раннем рифее на севере в **Патомской ветви прогиба**. Здесь в основании его разреза, как и в Бодайбинском прогибе, залегают с угловым и метаморфическим несогласием отложения нижнерифейской *тепторгинской серии*, состоящей из пурпольской и медвежевской свит. Отложения *пурпольской свиты* представляют собой продукты перемыва кор выветривания. Это кварциты, кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты и высокоглиноземистые (вплоть до бокситов) сланцы. Бассейн осадконакопления был вытянут в субмеридиональном направлении и имел асимметричный поперечный профиль. Мощность свиты на северо-западе, где преобладают грубообломочные отложения пролювиально-аллювиальных фаций и была близка береговая линия, достигает 900–950 м. В сторону нагорья уменьшается грубообломочность, характер осадков становится бассейновым, а мощность сокращается до 150–200 м.

Пурпольская свита с частичным размывом перекрыта песчано-конгломератовыми отложениями *медвежевской* свиты. Мощности свиты меняются в весьма широких пределах: от десятков метров до 2700 м. Накапливалась она в островном бассейне, осложненным системой грабенообразных структур, которые на западе имели субмеридиональное простирание, а на востоке – северо-восточное. Фациальный состав свиты весьма изменчив. В краевых частях грабенов накапливались грубообломочные отложения, с удалением от бортов грабенов они сменялись песчано-алевролитовыми. На отдельных участках в ее строении принимают участие базальты, их туфы и железистые кварциты.

В регионе встречаются дайки и силлы метаморфизованных пород основного состава, выделяемые часто в самостоятельный комплекс. По данным А. И. Иванова, они прорывают отложения тепторгинской серией и перекрываются с размывом отложениями баллаганахской серии. Вероятно, они комагматичны базальтоидам медвежевской свиты.

В поле пород медвежевской свиты и среди вблизивыходящих раннепротерозойских образования распространены небольшие интрузивы гранит- и гранодиорит-порфиров, которые А. И. Иванов объединил в *язовский комплекс*. По его данным, с ним связана **оловорудная минерализация**. Данные об изотопном возрасте пород язовского комплекса противоречивы. Есть цифры как позднерифейские, так и раннепалеозойские.

Выше с размывом в основании выходят ритмичные отложения *баллаганахской* серии мощностью от 1500 до 7000 м. Состоит она *из харлухтахской, хайвергинской, бугарихтинской и мариинской* (*бодайбоканской*) *свит*, представляющих собой макроритмы. Основание ритмов сложено грубообломочными отложениями, вверх по разрезу они сме-

няются более тонкозернистыми отложениями вплоть до филлитов, часто углеродистых, а в последнем ритме – до глинисто-карбонатных и карбонатных пород. Разрез изменяется и по латерали: к северо-западу, по мере приближения береговой линии, исчезают карбонатные осадки, возрастает грубообломочность и уменьшается мощность. Береговая линия устанавливается на левобережье р. Лены и обусловлена **Ленско-Нюйским глубинным разломом**. Возраст серии по набору строматолитов и микрофитолитов определяется как среднерифейский.

Расположенная выше *дальнетайгинская* серия мощностью 1550–3600 м залегает согласно. Состоит она из *джемкуканской, баракунской и валюхтинской свит*. В основании разреза серии наблюдаются конгломераты. Выше идет трансгрессивное изменение разреза вплоть до глинисто-карбонатных и карбонатных отложений. Фациальный состав серии четко изменяется и по латерали с возрастанием грубообломочности и исчезновением карбонатов в северо-западном направлении. В этом же направлении уменьшаются мощности серии. Возраст серии, по данным палеонтологической проблематики, среднепозднерифейский.

Завершает рифейский разрез верхнерифейская *жуинская* серия, состоящая из *никольской и ченчинской свит*. Никольская свита залегает согласно. Мощность ее колеблется от 170 до 400 м. Состоит она из мергелей, алевролитов, известняков, к центру платформы уменьшается мощность, появляются доломитистые песчаники, а доломиты и мергели исчезают. Ченчинская свита сложена преимущественно известняками и доломитами, реже присутствуют алевролиты и песчаники. Карбонатные отложения в основном органогенные, часто наблюдаются биогермовые постройки. Мощность свиты уменьшается к западу и колеблется от 600 до 250 м.

В Патомской ветви прогиба разрез рифейских образований изучен достаточно детально. В большей части он охарактеризован комплексами строматолитов, онколитов и микрофоссилий, что позволило выделить здесь региональные горизонты, соответствующие вышеназванным сериям (снизу вверх): тепторгинский, баллаганахский, дальнетайгинский и жуинский.

Для венд-кембрийского времени часть Байкало-Патомского прогиба между выступами фундамента на востоке и Непско-Ботуобинской антеклизой на западе выделяется как **Байкало-Вилюйский** или **Ангаро-Ленский прогиб**, вытянутый в северо-северо-восточном направлении. На этом уровне разреза прогиба наблюдаются промышленные скопления **нефти (Верхнечонское месторождение) и газа (Ковыктинское месторождение)**.

Венд на севере прогиба, в Патомской части, залегает на рифейских образованиях без перерыва. Внизу он представлен *жербинской свитой* мощность 350–525 м. Состав ее изменяется снизу вверх от преобладания кварцевых песчаников и гравелитов через алевролиты и аргиллиты до преобладания доломитов. Устанавливается возрастание грубообломочности разреза к северо-западу, по мере приближения к Ленско-Нюйскому разлому, где предполагается существование береговой линии. На жербинской свите согласно залегает терригенно-карбонатная *тинновская свита* мощностью 220–350 м. Для нее характерны черные битуминозные с сильным сероводородным запахом известняки и доломиты. Редко присутствуют прослои терригенных пород. Эти отложения и их аналоги распространены уже по всей территории прогиба.

На переходе Патомской ветви прогиба к Прибайкальской на уровне жербинской и тинновской свит выделяется единая *миньская свита* с меньшими мощностями (150–225 м) и преимущественно песчаным кварцевым составом.

Прибайкальская ветвь Байкало-Патомского прогиба осложнена **Бугульдейской и Иликтинской впадинами**, где мощность рифейских отложений резко возрастает и достигает 4 км. Они разделены **Ангинским поднятием**. Другое поднятие существует в северной части Прибайкальской ветви. На подня-

тиях мощность рифейских отложений, особенно нижних частей разреза, резко сокращается. К западу прогиба рифейские отложения быстро выклиниваются.

Рифейские отложения здесь объединены в *байкальскую серию*, залегающую с угловым несогласием, в составе трех свит. Внизу расположена терригенно-карбонатная *голоустенская свита* мощностью 150–500 м. Состав обломков в терригенных отложениях преимущественно кварцевый. В нижних и верхних частях разреза присутствуют прослои известняков и доломитов, преимущественно органогенных. Ее сопоставляют с низами дальнетайгинского горизонта Патомского нагорья и определяют возраст среднерифейским.

Голоустенскую свиту согласно перекрывает *улунтуйская свита* мощностью 200–1000 м, состоящая из битуминозных карбонатных отложений и углеродистых сланцев. Карбонатные породы слагают биогермовые постройки и вмещают **стратиформное свинцово-цинковое оруденение** (месторождение Барвинского, Таборное и др.). Ее возраст считается либо средне-верхнерифейским, либо верхнерифейским.

Завершает разрез байкальской серии согласно залегающая песчано-алевролито-аргиллитовая *качергатская свита* мощностью 400–1300 м. Эту свиту либо считают полностью верхнерифейской и венд начинают с выше лежащей ушаковской свиты, либо нижние ее части сопоставляют с жуинским горизонтом и относят к верхнему рифею, а верхи – к нижнему венду.

На юге прогиба, на кристаллическом фундаменте залегает *олхинская свита* мощностью до 600 м. Сложена она терригенными породами с пачкой в середине разреза черных известняков и углеродистых сланцев. К северу известняки выклиниваются. Одни исследователи олхинскую свиту сопоставляют с верхами качергатской свиты, другие коррелируют ее с ушаковской или даже улунтуйской свитами. В зависимости от этого возраст ее определяется рифейским или вендским. К северо-западу от Прибайкалья на уровне верхов олхинской свиты выделяют *ковыктинскую*, а еще дальше *непскую свиты* песчано-алевролито-глинистого состава.

Ушаковская свита терригенно-глинистых отложений, однозначно относимая к венду, на рифейских отложениях залегают с частичным размывом. Кое-где между ними отмечается постепенный переход. Мощность свиты достигает максимально 800 м. В основании ее разреза расположена пачка конгломератов и гравелитов мощностью до 80 м. Выше они сменяются песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов в верхах разреза. К западу уменьшаются ее мощности и грубозернистость, в верхах появляются карбонатные породы (*бюкская свита*). В Присаянье на этом уровне выделяется *хужирская* свита такого же состава, но мощностью 60–180 м. К центру платформы ушаковскую свиту сменяют *чорская и тирская свиты*. В них отсутствуют грубообломочные отложения, а большую роль играют аргиллиты, мощности не превышают 300 м.

На ушаковской свите с постепенным переходом залегает *мотская серия* поздневендского возраста мощностью 230–570 м с последовательным изменением разреза снизу вверх от кварцевых песчаников до доломитов. В западном направлении в основании разреза мотской свиты залегают все более высокие ее уровни, что свидетельствует о постепенном расширении бассейна осадконакопления. Кое-где она лежит непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Внизу разреза наблюдаются крупнозернистые песчаники. Выше они постепенно замещаются мелкозернистыми разностями, а затем через переслаивание сменяются алевролитами и аргиллитами, появляются глинисто-карбонатные породы. Они объединены в *куртунскую*, а в Присаянье – в *шаманскую свиты*. Верхние части разреза серии сложены преимущественно доломитами *аянканской свиты* в Прибайкалье и *иркутской* – в Присаянье.

На западе прогиба на уровне мотской серии выделяется *даниловская свита* максимальной мощностью до 540 м. В ее составе преобладают доломиты, часто глинистые, песчанистые или с ангидритом. Нередко отмечаются прослои аргиллитов. В верхах разреза появляются пласты каменной соли, а в низах – песчаники. Мощности вендских отло-

жений, как и более молодых, сокращаются в пределах Непско-Ботуобинского поднятия, что свидетельствует об его конседиментационном развитии.

Граница венда и кембрия определяется на юге платформы неоднозначно. Обычно ее проводят по низам усольской свиты. В верхах ее разреза установлена фауна атдабанского яруса. Томмотский ярус здесь палеонтологически не охарактеризован. В то же время имеются данные о находках скелетной фауны и соответствующего комплекса акритарх в более нижних, чем усольская свита, подразделениях, что вызывает сомнение в правильности проведения этой границы. Некоторые исследователи выделяют переходные венд-кембрийские уровни, куда относят верхи даниловской, иркутской и аянканской свит, а также низы усатовской и нохтуйской свит.

В раннем кембрии Байкало-Патомский прогиб входил в состав Лено-Тунгусской палеогеографической области типа «лагуна-море». В пределах прогиба на современной поверхности нижнекембрийские отложения преобладают. На востоке прогиба это преимущественно карбонатные породы, к центру платформы они часто сменяются сульфатоносными, а затем соленосными отложениями. В периоды трансгрессии расширялась область накопления карбонатных осадков, в периоды регрессии – соленосных.

Внизу выходит *усольская свита* мощностью 300–1100 м, состоящая из трех подсвит. Она соответствует томмотскому ярусу и низам атдабанского яруса. В нижней подсвите на большей части ее распространения преобладает **каменная соль** с прослоями доломитов. Мощность отдельных пластов соли достигает 70–170 м, коэффициент соленасыщенности подсвиты достигает 80–90 %. К востоку и северу в ее составе роль каменной соли сокращается вплоть до полного исчезновения. Средняя подсвита почти повсеместно доломитовая, лишь на западе прогиба отмечается ее засолоненность, а к северу появляются известняки. В верхней подсвите опять преобладает каменная соль. К востоку объем каменной соли сокращается, преобладающими становятся доломиты, доломито-ангидриты и ангидриты. На Непском своде мощность пластов соли в составе свиты сокращается за счет их выщелачивания, поэтому сокращается и мощность свиты до 200–260 м. На участках проявления соляной тектоники мощность свиты возрастает до 1500 м. С этой свитой связаны основные месторождения каменной соли на юге платформы. На отдельных участках в соленосных пластах отмечается примесь солей калия. Но, в общем, качество каменных солей высокое, содержание Na_2O в них составляет 97,3–99,8 %.

Выше залегает *бельская свита* мощностью 33–560 м, соответствующая верхам атдабанского яруса. На востоке она известняково-доломитовая. На западе нижняя ее часть сложена известняками и доломитами с прослоями сульфатов и маломощными пропластками каменной соли, верхняя – образована чередованием пластов каменной соли и доломитов, часто глинистых и с сульфатами. Ее соленасыщенность достигает 40 %.

На уровне ботомского яруса расположена *булайская свита* мощностью 80–160 м. Она сложена преимущественно доломитами. На западе, в пределах Непского свода, появляются прослои аргиллитов и ангидритов. Вблизи окраин платформы отмечаются прослои алевролитов и песчаников. Сокращение мощностей отмечается у окраин платформы, на Непском своде и в северной части прогиба.

Вышележащая *ангарская свита* мощностью 100–650 м отвечает большей части тойонского яруса. Она на территории прогиба в основном сложена ритмитами: доломиты, доломиты и ангидриты, **каменная соль**. Ее соленасыщенность колеблется в широких пределах, как по разрезу, так и по латерали. На отдельных участках разреза она достигает 50–90 %. В пределах Непско-Ботуобинского поднятия наблюдается выпадение из разреза соленосных пластов, что связано с выщелачиванием солей. Здесь же в составе свиты находятся пласты калийных солей мощностью до 93 м, образующие **Непский калиеносный район**. Калиеносная пачка имеет мощность до 400 м и сложена каменной, калийными и калий-магниевыми солями, ангидритами и доломитами. Отдельные горизонты карналлитового состава достигают мощности 30–50 м. Промышленно ценные сильвиновые

соли слагают от 3 до 7 пластов мощностью 3–46 м. На востоке прогиба состав свиты преимущественно доломитовый, участками в переслаивании с известняками.

Разрез карбонатно-соленосного комплекса завершает нижне-среднекембрийская (верхи тойонского яруса и амгинский ярус) *литвинцевская свита* мощностью 110–290 м. Сокращение ее мощностей на некоторых участках обусловлено предверхоленским размывом. На востоке и севере в ее составе преобладают доломиты, иногда с известняками, прослоями песчаников и аргиллитов. К западу в разрезе появляются ангидриты, в средней части разреза присутствует каменная соль.

К венд-раннекембрийским отложениям приурочены **месторождения нефти и газа**.

Средне-верхнекембрийская *верхоленская серия* мощностью 600–800 м залегает с корой выветривания в основании и состоит из *осинской, балаганской и байтогской свит*. Для нее характерно преобладание красно-коричневой и пестроцветной окраски пород. Осинская свита имеет мергелево-алевролитовый состав с гипсом, балаганская – песчаниково-алевролитовый, байтогская – алевролито-мергелевый. На всех уровнях отмечаются прослои карбонатных пород. Серия согласно перекрыта также пестроцветной *илгинской свитой* верхнего кембрия, которая состоит из песчаников с прослоями известняков и аргиллитов. Мощность свиты достигает 140 м.

В Прибайкалье аналогом илгинской свиты является *хандинская свита*, мощность которой повышенная и достигает 250 м. Нижняя ее пачка сложена красноцветными известковистыми песчаниками в переслаивании с известняками, алевролитами и аргиллитами. Средняя пачка сероцветная, состоит из известковистых песчаников и песчаных известняков с прослоями и линзами мергелей, алевролитов и аргиллитов. Верхняя пачка пестроцветная, глинисто-терригенно-карбонатная. Отложения верхоленской серии и илгинской свиты содержат **сингенетичное медное оруденение**.

Ордовикские породы распространены в основном на западе прогиба. Разрез их начинается с *устькутской свиты*. Максимальная ее мощность 150 м. На отдельных участках она смыта в предсреднеордовикское время. На большей части прогиба в ее разрезе преобладают карбонатные отложения мелководного бассейна с нормальной соленостью. Нижняя часть сложена доломитами, на востоке с прослоями алевролитов, верхняя – доломитами и известняками с прослоями карбонатных песчаников, алевролитов и аргиллитов. На юге прогиба породы свиты имеют прибрежно-мелководный характер со значительной фациальной изменчивостью. Преобладают песчаники и алевролиты, а карбонаты находятся в подчиненных объемах. Ближе к центру платформы в устькутское время существовали лагунные условия. Здесь преобладают тоже доломиты, но часто с примесью терригенного материала, отмечаются загипсованность пород и псевдоморфозы по каменной соли. Еще далее к северо-западу, за пределами прогиба в устькутское время существовала суша – **Катангское поднятие**.

На устькутской свите согласно залегает *ийская свита*. Она распространена только на севере прогиба, юг его в это время был в области поднятия и денудации. Состоит свита из слюдистых алевролитов и песчаников с прослоями аргиллитов прибрежных фаций. К северу бассейн осадконакопления углублялся, в ее составе появляются известняки, а далее они становятся преобладающими. В основном ее отложения размыты в предсреднеордовикское время.

Залегающая выше *бадарановская свита* имеет нижне-среднеордовикский возраст. Она также в значительной мере уничтожена последующей эрозией. Как и в ийское время, юг прогиба был в области поднятия и служил источником обломочного материала. Сложена свита плохо сортированными песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Кое-где отмечаются гравелиты и конгломераты. На севере прогиба располагалась более удаленная от берега часть бассейна. Здесь в разрезе появляются известняки.

Выше с размывом лежит *криволуцкая свита* среднего ордовика мощностью 60–70 м. Наибольшая глубина размыва наблюдается на северо-западе прогиба, в

Непском районе, где криволуцкая свита залегает на устькутской свите, а местами даже на илгинской свите позднего кембрия. На юге прогиба в течение всего ордовика существовало поднятие, которое постепенно расширялось к северу и центру платформы. К востоку глубина эрозии уменьшается, здесь криволуцкую свиту подстилают ийская и бадарановская свиты. Криволуцкая свита сложена внизу алевролитами, с прослоями известняков, песчаников и аргиллитов, вверху преобладают кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями доломитов и фосфатными желваками. На ней согласно залегает среднеордовикская *чертовская свита* мощностью 30–60 м, представленная песчаниками, алевролитами и аргиллитами. К северу в ее составе возрастает объем аргиллитов, появляются прослои известняков.

На чертовской свите согласно залегает также среднеордовикская *макаровская свита* мощностью 200–220 м. Это толща красноцветных тонкослоистых алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников и известняков – отложений бассейна нормальной солености. Вверх по разрезу отмечается их смена лагунными условиями, о чем свидетельствует появление псевдоморфоз по каменной соли.

Девонские отложения сохранились прерывистой полосой вдоль нагорья и представлены красноцветными грубообломочными континентальными отложениями видимой мощностью в десятки метров. Они накапливались в пределах **Каренго-Пеледуйской впадины** и объединены в *орночеканскую свиту*.

На юге прогиба располагается предгорная **Иркутская впадина** юрского возраста. Выполняющие ее отложения объединены в *иркутскую серию* мощностью 80–700 м, залегающую на подстилающих породах с корой выветривания. На юге впадины, где мощности максимальные, в основании разреза наблюдается пачка конгломератов мощностью до 25 м. Выше они сменяются толщей песчаников и алевролитов. Затем преобладают алевролиты и аргиллиты с мощными пластами угля (**Иркутский угольный бассейн**). Максимальные мощности отложений и угленасыщенность приурочены к котловинам-углублениям доюрского рельефа. В таких котловинах присутствуют от 3 до 49 пластов каменного угля, из них от 3 до 25 пластов мощностью 3–8,5 м. Завершается разрез на юге впадины пачкой песчаников и алевролитов с конгломератами внизу. В приплатформенной части впадины низы разреза сложены песчаниками с редкими линзами конгломератов. Выше по разрезу преобладают алевролиты и аргиллиты с 1–3 рабочими пластами бурых углей. Завершается разрез здесь толщей песчаников и алевролитов с 2–6 тонкими пластами бурых углей.

В кайнозойское время в Прибайкалье возник **Прибайкальский предгорный прогиб**, который входит в состав Байкальской рифтогенной области, как недоразвитая отрицательная рифтогенная структура. Палеоген-неогеновые отложения выполняют озерно-аллювиальные впадины. Главные из них **Хандинская и Туколонская**. Выполнены они песчано-глинистыми отложениями мощностью до 700 м, залегающими с угловым несогласием на деформированных отложениях кембрия и юры. Сами они смяты в пологие складки. Внизу выходят кварцевые пески и монтмориллонит-каолиновые глины палеоцена и нижнего эоцена. На них залегает толща песков и глин с **прослоями бурых углей** мощностью до 30 м, редко залежами бокситов и высокоглиноземистых осадков. Эти породы принадлежат средне-верхнему эоцену, олигоцену и миоцену. С перерывом выше лежат глинисто-песчано-галечные отложения плиоцена и раннего плейстоцена.

Четвертичные образования распространены в предгорье. Они представлены ледниковыми и пролювиально-аллювиальными преимущественно грубообломочными отложениями. Ледниковые отложения являются результатом выползания горно-долинных ледников из горной области. Они представлены серией моренных валов с максимальным удалением от нагорья на 30–40 км. Пролювиально-аллювиальные отложения в прогибе продолжают накапливаться и сейчас.

1.6.8. ПРИЕНИСЕЙСКИЙ ПЕРИКРАТОННЫЙ ПРОГИБ

Приенисейский перикратонный прогиб (моноклиза) расположен в юго-западном углу платформы на границе со складчатыми сооружениями Енисейского кряжа, от которых отделяется системой разломов (см. рис. 2). Он имеет вытянутую в северо-западном направлении форму и прослеживается от нижнего течения р. Нижней Тунгуски до бассейна р. Ангары на расстоянии более 700 км при ширине около 250 км. На северо-западе образования прогиба погружаются под чехол Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. На юго-востоке он отделен **Иркинеевским выступом** от Ангаро-Тасеевской синеклизы. На северо-востоке выполняющие его отложения перекрыты верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями Тунгусской синеклизы.

В пределах прогиба обнажаются породы с возрастом от рифея до силура, в основном, с постепенным омоложением разреза с юго-запада на северо-восток. Эта последовательность осложнена **Бахтинской впадиной** на севере, где в ее центре выходят породы силура, девона и мела, и **Байкитским поднятием** на юге с кембрийскими отложениями в центре. В юго-восточном углу прогиба, на границе с Тунгусской синеклизой расположено **Чадобецкое поднятие** изометричной формы, в его центре выходят верхнепротерозойские породы.

Кристаллический фундамент прогиба сложен мощным раннепротерозойским комплексом, состоящим в основном из кристаллосланцев, прорванных гранитоидами.

Развитие прогиба в рифее тесно связано с тектоническими процессами в соседней Енисейской складчатой области. Поэтому рифейские отложения объединены в те же подразделения, что и в Енисейском кряже. Перикратонный прогиб платформы в рифее представлял край бассейна осадконакопления, располагавшегося в основном в районе Енисейского кряжа. При переходе к геосинклинальному прогибу в этих подразделениях резко возрастают мощности и изменяется состав отложений, появляются вулканиты и интрузивные образования, увеличивается степень дислоцированности и метаморфизма. В последующем этот переход был осложнён разломной тектоникой.

Внизу рифейского разреза залегает *сухопитская серия* среднерифейского возраста мощностью до 2000 м. Внизу выходят глауконитовые кварцевые песчаники, вверху – известковистые сланцы, глинистые известняки и доломиты. Выше с перерывом расположена *тунгусикская серия* средне-позднерифейского возраста. Внизу она сложена преимущественно кварцевыми песчаниками, выше их сменяют известняки. Мощность этой части разреза свиты изменяется от 630 м на востоке до 2500 м на западе. Они перекрыты толщей существенно сланцевой внизу и известняковой – вверху. Мощность ее колеблется от 850 м на востоке до 1700 м на западе. К северо-западу на уровне тунгусикской серии выделяется *камовская свита*, представленная чередованием пачек песчаников, аргиллитов и доломитов.

Верхнерифейская *ослянская серия* залегает с угловым несогласием. Она состоит (снизу) из нижней терригенной формации мощностью 800 м на востоке и 4000 м на западе, верхней терригенной и известняковой формацией мощностью 100–500 м. Выше с размывом залегает *тасеевская и островная молассовые свиты* вендского возраста, сложенные красноцветными и сероцветными песчаниками и алевролитами с постепенным уменьшением размеров обломков вверх по разрезу. Мощность их на востоке 1000 м, на западе 3000 м. В её составе находятся осадочные руды железа (**Ангаро-Питский железорудный район**).

На севере прогиба, на этом уровне выделяется *чингасанская серия*, сложенная песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами, часто красноцветными. Направленность изменения разреза трансгрессивная, отмечаются **осадочные гематитовые отложения**. В составе серии появляются эффузивы и туфы базальтового и трахибазальтового составов, сопровождаемые интрузиями долеритов *ведугинского комплекса*. Чингасанская

серия также прорвана гранитоидами *глушихинского* и нефелиновыми сиенитами *захребетнинского комплексов*.

К востоку мощность рифейских отложений быстро сокращается. В пределах Чадобецкого поднятия она суммарно составляет около 1700 м. Далее к северо-востоку отложения рифейского возраста выклиниваются. Более поздние отложения залегают здесь непосредственно на кристаллическом фундаменте.

В поздневендское и кембрийское время на западе прогиба располагался край Лено-Тунгусской лагунно-морской палеогеографической области. Здесь выделяются те же подразделения, что и в Иркутском амфитеатре.

Верхневендские отложения представлены *мотской серией*, которая залегает здесь на кристаллическом фундаменте. Характер изменения разреза повсеместно трансгрессивный. На западе прогиба отложения имеют внизу конгломерато-песчаный состав, вверху – терригенно-карбонатный. К востоку разрез становится песчано-глинисто-доломитовым, а затем глинисто-ангидрито-доломитовым. Мощность верхневендских отложений на западе 850 м, на востоке 200–280 м.

В раннем кембрии граница бассейна осадконакопления на этом участке была близка современным выходам пород этого возраста. Состав отложений этого времени зависел от трансгрессивно-регрессивных циклов. На западе прогиба, вблизи поднятия на уровне *усольской свиты* накапливались песчано-доломитовые осадки. К востоку они сменяются глинисто-доломитовыми отложениями, а затем доломито-галитовыми. Мощность свиты составляет 890–1100 м, на Байкитском поднятии уменьшается до 335–650 м. *Бельская свита* на западе обогащена алевролитами и аргиллитами, а на остальной площади разрез ее сходен с таковым в Ангаро-Тасеевской синеклизе, т. е. имеет преимущественно доломитовый состав. Мощность свиты 520–570 м. *Булайская свита* сложена преимущественно доломитами. По-видимому, в это время береговая линия сместилась к западу. Мощности ее здесь несколько сокращены и составляют 80–160 м. *Ангарская свита*, как и в других районах своего распространения, имеет галогенно-доломитовый состав. Отмечается лишь повышение роли сульфатов, отдельные пачки соли выщелочены, а верхи свиты смыты в предверхоленский перерыв. Мощность ее колеблется в пределах 390–525 м. *Литвинцевская* свита в пределах прогиба в предверхоленское время была полностью размыта.

С майского яруса среднего кембрия и до силура в пределах прогиба сохранялись близкие условия и накапливались преимущественно красноцветные осадки с постепенной сменой формаций с юго-запада от области сноса на северо-восток, в глубь бассейна осадконакопления.

Отложения с возрастом от майского яруса среднего кембрия до конца верхнего кембрия объединены здесь в *эвенкийскую свиту* мощностью 450–1200 м. На юго-западе они преимущественно красноцветные гравелито-песчаные, к северо-востоку сменяются алевролито-мергелистыми отложениями, также красноцветными, а далее пестроцветными ангидрито-карбонатными.

Ранний ордовик начинается с аналогов устькутского яруса, представленных здесь *устьбугариктинской свитой* мощностью 80–118 м. Состоит она из песчаных доломитов, часто органогенных, и глинистых песчаников с включениями сульфатов и желваков кремней. Перекрыта эта свита аналогами *чунской серии* мощностью 33–47 м, представленными доломитами с пластами красноцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников, с включениями гипсов. Выше расположена *бабкинская свита* мощностью 67–73 м, состоящая из песчаных доломитов и кварцевых песчаников. Завершает разрез нижнего ордовика *байкитская свита* мощностью 17–55 м, залегающая с перерывом. Она сложена кварцевыми песчаниками. К юго-западу в свитах нижнего ордовика наблюдается возрастание роли терригенных отложений и погрубение осадков.

Среднеордовикские отложения залегают с перерывом и структурным несогласием. Вплоть до конца силура юго-западная часть прогиба входила в

состав поднятия, а осадконакопление происходило только в северо-восточной его половине, где бассейн осадконакопления был осложнен рядом мульд. Внизу залегает *криволуцкая песчано-известняково-глинистая свита* мощностью 0–26 м. Она согласно перекрыта *столбовой свитой* мощностью от 17 м на относительных поднятиях до 260 в мульдах. Сложена она аргиллитами, органогенными известняками, алевролитами и песчаниками. С частичным перерывом выше располагаются красные песчаники *неручанской свиты*. Вверху свиты они сменяются аргиллитами и органогенными известняками. Мощность ее 25–37 м. Ее перекрывают глинистые известняки с прослоями мергелей и аргиллитов *чункинской свиты* мощностью 36–40 м. Завершает разрез ордовика *нирундинская свита* мощностью 53–61 м, состоящая из аргиллитов и известняков. Причем известняки вверху преобладают.

Силур залегает с размывом и несогласием. Начинается его разрез в центре прогиба с маломощной пачки конгломератов и песчаников. К северу и западу они выклиниваются. Выше они сменяются глинисто-известняковыми породами *кочумдекской свиты* мощностью 100–200 м, распространенной более широко. На западе в разрезе появляются аргиллиты и песчаники, свидетельствующие о близости области сноса. Завершает разрез силура *зубовская свита* лудловского яруса мощностью до 200 м. Она установлена лишь на западе прогиба и сложена глинистыми доломитами, мергелями, аргиллитами с прослоями сульфатов. По распределению терригенного материала установлено, что область сноса располагалась на юге.

Породы девона известны на севере прогиба, где располагалась **Бахтинская впадина**. Здесь находился край бассейна осадконакопления, расположенного в основном северо-восточнее. Начинается разрез *тыпинской свитой* среднего девона мощностью 90–140 м. Нижняя ее часть сложена конгломератами и грубозернистыми песчаниками с редкими маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу и с юга на север уменьшаются размеры обломков и сокращаются мощности. Верхние части свиты состоят из аргиллитов, алевролитов и мергелей, образующих трансгрессивные ритмы. Мощность этой части разреза увеличивается с юга на север. Согласно выше лежит *юктинская свита* мощностью 15–27 м. Ее составляют известняки, часто органогенные с редкими прослоями аргиллитов. Завершает разрез девона *дявадякитская свита* мощностью до 30 м. Она распространена фрагментарно, залегает с перерывом и имеет сульфатно-карбонатный состав, так как накапливалась в отмирающей лагуне.

В пермо-триасовое время на территории прогиба преобладало поднятие. Предполагается, что в перми лишь северо-восточные и юго-восточные части прогиба представляли собой край бассейна осадконакопления. Но отложения этого времени в последующем в основном были размыты. В нижнем триасе в пределы моноклизы проникает трапповая формация. Она представлена маломощными вулканогенными отложениями и интрузивами в виде даек и силлов. Отмечаются и кимберлиты этого времени. В последующем большая часть прогиба входила в состав поднятия.

В начале мела на севере прогиба на породах трапповой формации и на докембрийских образованиях формируется кора выветривания. Внизу коры выветривания расположена зона дезинтеграции коренных пород, вверху – каолинитовые глины с бокситом и гётитом. На коре выветривания залегает *сухолебяжинская формация* мощностью от 12 до 100 м, представленная глиной с обломками материнских пород и каменистого боксита. Глины каолинитовые, бокситовые и каолинит-гётитовые. В современном эрозионном срезе эта формация встречается на плоских водоразделах. В большинстве случаев она подверглась переотложению, образовав осадочные месторождения бокситов.

Верхний мел и палеоген представлены *бахтинской формацией* мощностью 30–100 м. Это переотложенные коры выветривания по породам платформы и сухолебяжинской формации. Бахтинская формация сложена каолинитовыми и монтмориллонитовыми глинами с прослоями песков, углей, **пластами и линзами бокситов**. Мощность пластов бокситов достигает 7,5 м.

1.6.9. ПРЕДВЕРХОЯНСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Предверхоянский краевой прогиб расположен на востоке платформы и прослеживается в меридиональном направлении от приустьевой части р. Лены, где граничит с Лено-Анабарским прогибом по **Туароссиской седловине**, на юг (см. рис. 2). В районе устья р. Вилюй прогиб имеет коленообразный изгиб и далее прослеживается в субширотном направлении и в бассейне нижнего течения р. Алдан тупо выклинивается. Субмеридиональный отрезок составляет 750 км, субширотный – 500 км. Ширина прогиба на севере составляет около 60 км. К югу он расширяется и достигает нескольких сот километров. На западе прогиб граничит с Анабаро-Оленекской антеклизой, на которую наложены его отложения. Далее к югу прогиб по флексурному перегибу, где резко сокращаются мощности мезозойских отложений, граничит с Вилюйской синеклизой. На юге прогиб наложен на северную часть Среднеленской моноклизы. С востока на прогиб надвинуты складчатые сооружения Верхоянского и Сетте-Дабанского антиклинориев Верхояно-Колымской области мезозойской складчатости. Здесь наблюдается серия надвиговых чешуй, максимальное перемещение по которым достигает первых десятков километров.

Поперечный профиль прогиба асимметричен с пологим западным и крутым восточным бортами. В продольном отношении прогиб делится на впадины, где мощность отложений возрастает, чередующиеся с относительными поднятиями, где мощность отложений сокращается. Перепад мощностей достигает 500 и более метров. Чаще всего структуры второго порядка граничат по разломам. Амплитуда перемещений по ним колеблется от 500 до 1000 м. Выделяются впадины (с севера на юг) **Булунская, Менгкеринская, Линденская, Лухнинская, Томопонская**. Они разделены поперечными поднятиями соответственно **Джарджанским, Юндюлюнгским, Китчанским и Тукуланским**. Впадины имеют асимметричное строение с крутым восточным бортом, прилегающим к складчатым сооружениям, и пологим приплатформенным западным. Максимальная мощность мезозойских отложений в прогибе достигает 4–5 км. На современной поверхности в пределах прогиба преобладают меловые отложения. На юге на прогиб наложена предгорная **Келинская (Нижнеалданская) кайнозойская впадина**, выполненная угленосной молассой.

Кристаллический фундамент прогиба является продолжением к северу Батомгской гранит-зеленокаменной области Алданского щита, сложенной в основном породами позднего архея, с наложенными впадинами и вулкано-плутоническими поясами раннего протерозоя.

Врифейское время на территории прогиба располагались части поднятых блоков: на севере **Мунского**, в центральной части **Молодинского**, на юге – **Якутского.** В их пределах рифейские образования отсутствуют. На склонах Оленёкского поднятия под отложения прогиба погружается рифейский плитный комплекс. Имеют место и авлакогены, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями: в центре **Моторгунский**, на юге **Линдинский.**

Венд-нижнепалеозойские отложения сохранились не повсеместно. В центральной части прогиба расположен **Приленский** выступ кристаллического фундамента, на юге – **Якутский**. На остальной территории прогиба расположены отложения, на севере аналогичные распространенным на востоке Оленёкского поднятия, в центре – на востоке Вилюйской синеклизы и на юге – в восточной половине Среднеленской моноклизы. Они накапливались в условиях Юдомо-Оленёкской палеогеографической области открытого мелкого моря и представлены в основном глинисто-известняковой формацией. Лишь на границе нижнего и среднего кембрия возникли условия более глубоководного некомпенсированного прогиба, когда возникла доманиковая формация (*куонамская свита*).

В девон-раннекарбоновое время территория прогиба входила в состав поднятия. Лишь в центральной его части было расположено северо-восточное

окончание **Вилюйского авлакогена (Линдинская впадина)** с соответствующим ему набором пород.

Следующие по возрасту породы в пределах прогиба относятся к верхней перми. В это время здесь находился край морского бассейна, расположенного в основном восточнее. Верхнепермский разрез начинает полимиктовая алевро-песчаная формация с линзами и пропластками конгломератов, редкими прослоями туфов и туфогенных песчаников. Верхняя часть разреза представлена терригенно-угленосной паралической формацией.

Триас залегает с перерывом в осадконакоплении. Площадь распространения триасовых отложений больше, пермских. Внизу разреза залегают отложения индского яруса нижнего триаса (*устькельтерская свита*) мощностью 270–500 м. Нижняя часть его сложена пестроцветными аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. В основании отмечаются пласты диабазов, базальтовых туфов и туфогенных песчаников. Большая верхняя часть сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Характерно наличие конглобрекчий из доломитов.

Оленёкский ярус нижнего триаса представлен *мономской* (100–180 м) и *сыгынканской* (120–370 м) *свитами*. Мономская свита – это глинисто-алевролитовая толща с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций и линзами известняков, сыгынканская свита – известняковые песчаники и алевролиты. Широко распространены внутриформационные брекчии и конгломераты.

Средне-верхний триас представлен алевролито-песчаной формацией (*толбонская свита*) мощностью 350–500 м. Верхний триас – это *муосучанская свита* песчаников, гравелитов и конгломератов преимущественно кварцевого состава.

Предверхоянский краевой прогиб, как самостоятельная структура, существовал в юрско-меловое время, когда на месте Верхояно-Колымской геосинклинали возникла горная область.

Юрские отложения залегают с перерывом в основании разреза. К геттанскому и синемюрскому ярусам относятся морские терригенно-глинистые отложения востока прогиба в составе *тарыннахской свиты* (250–350 м). Выше располагаются также морские песчано-глинистые отложения плинсбахского яруса. Это *буор-салырская* (250–300 м) и *ундюмонгская свиты* (140–180м). К югу морские отложения сменяются континентальными того же состава. Тоарские отложения в пределах прогиба считаются смытыми.

Среднеюрские отложения накапливались после перерыва. Начинается разрез средней юры с *батарынской свиты* ааленского яруса мощностью 220–250 м. Это темно-серые аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников. Верхи свиты относятся уже к байосскому ярусу. Выше в этом ярусе расположена *кыстатымская свита* (140–400 м), внизу сложенная косослоистыми песчаниками, а вверху – глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Выше залегает песчаниковая *хоронгская свита* батского яруса мощностью 160–240 м со знаками ряби и гиероглифами.

Верхнеюрские отложения на севере прогиба представлены *джаскайской свитой* мощностью 350–420 м, представленной внизу морскими терригенными отложениями (келловейский ярус), а вверху – континентальными песчаниками и алевролитами с линзами и прослойками углей (оксфордский ярус). На юге прогиба отложения этого времени полностью континентальные песчано-угленосные (*нижневилюйская свита* мощностью 350–420 м). На севере прогиба кимериджские отложения размыты, на юге они вместе с отложениями волжского яруса образуют песчано-угленосную *бергеинскую свиту* мощностью до 470 м. В ней есть **пласты углей** рабочей мощности. На севере отложения волжского яруса представлены толщей песков, песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов в основании. Мощность толщи колеблется в пределах 15–160 м. Кое-где эти отложения с глауконитом, желваками и линзами фосфоритов (*чонокская свита* мощностью 20–130 м).

Раннемеловые отложения преимущественно континентальные терригенно-угленосные с прослоями аргиллитов. Отложения неокомовского надъяруса объединены в *дьянгыйскую свиту* мощностью 1000 м, а нижнеаптские отложения – в *хасюряхскую свиту* мощностью тоже около 1000 м. Верхнеаптские отложения – *эксенях-ская свита* мощностью до 1300 м, представлены светлыми песками и песчаниками с конкрециями, прослоями глин, алевролитов, редкими линзами и прослоями углей. Альбский ярус представлен плотными песчаниками и песчаниками с прослоями глин и редкими линзами углей, многочисленными растительными остатками. Это *джарджанская свита* мощностью 1100 м и *менгеринская* – мощностью 300–700 м.

Верхнемеловые отложения имеют место только в южной части прогиба. Это коалинизированные пески с прослоями песчаников, алевролитов и глин, внизу – линзы галечников, вверху – кора выветривания, мощность изменяется от 0 до 1 км.

1.6.10. ЛЕНО-АНАБАРСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Лено-Анабарский краевой прогиб занимает северную окраину Сибирской платформы и протягивается от приустьевой части р. Лены, где он отделен от Предверхоянского краевого прогиба **Туароссиской седловиной**, до приустьевой части р. Хатанги, где отделен от Енисее-Хатангского краевого прогиба **Хатинской седловиной** (см. рис. 2). Протяженность его около 750 км, ширина – 100–200 км. На юге прогиб наложен на краевую часть Анабаро-Оленекской антеклизы, на севере – на складчато-надвиговые киммерийские структуры (Лено-Анабарская система складок) – продолжение складчатых сооружений Верхояно-Колымской складчатой области. Прогиб имеет асимметричное строение. Платформенное крыло пологое, а прискладчатое – крутое. Его строение усложняют **Юелинская и Нижнеленская впадины**, разделенные **Кюсюрско-Куогастахским валом**. Структуры 3-го порядка – поднятия, площадью до 100 км^2 и амплитудой до 100 м. Наиболее интенсивно дислоцирована прискладчатая часть прогиба. Мощность осадков прогиба в осевой части изменяется от 1,5 до 4 км.

Кристаллический фундамент прогиба на западе представлен погружающимися под него структурами Анабарского щита, который относится к гранитогнейсовым областям раннего архея. На востоке фундамент позднеархейский гранит-зеленокаменного типа. На северную часть архейского фундамента наложен раннепротерозойский протоплатформенный **Хатангский прогиб**, выполненный зонально-метаморфизованными, преимущественно терригенными отложениями.

Рифейские образования на юге прогиба представлены породами края Анабаро-Оленёкской антеклизы и рассмотрены в соответствующем разделе. На севере прогиба расположен **Полоустенский авлакоген**, выполненный терригенно-вулканическими отложениями, а севернее располагается **Адычанский поднятый блок**.

В венд-раннепалеозойское время территория прогиба входила в состав Юдомо-Оленёкской палеогеографической области, где накапливались мелководные морские, преимущественно глинисто-известняковые отложения. Повсеместно они залегают с перерывом на подстилающих образованиях. Терригенные отложения в основании разреза вверху сменяются терригенно-карбонатными. Нижне-среднекембрийский разрез имеет трехчленное строение. В зоне, примыкающей к складчатой области, внизу расположена вулканогенно-терригенно-карбонатная формация. В сторону платформы роль вулканитов и терригенных осадков уменьшается, а разрез становится глинисто-известняковым. Выше расположена толща, состоящая из известняков, часто глинистых и мергелей. Венчает разрез доманиковая формация. Отложения этого времени являются **нефтегазоносными**.

Сведения о второй половине каледонского мегацикла весьма скудные. Вероятнее всего, с середины среднего кембрия и до конца силура эта территория входила в состав поднятия.

В девоне здесь закладывается **Нордвикская рифтовая система**. Внизу известной части разреза выходит **пачка каменной соли**, перемежающейся с сульфатами. Мощность ее более 500 м, возраст соответствует эйфельскому ярусу среднего девона. Завершает разрез среднего девона мергелисто-доломитовая пачка с прослоями ангидритов мощностью первые сотни метров. Вверху ее присутствуют покровы базальтов.

В течение верхнего девона и нижнего карбона накапливались карбонатные отложения мощностью более 200 м. В верхнем девоне преобладали доломиты, в начале карбона они перемежались с известняками. Завершается разрез этого периода известняковой толщей. Отложения среднего и верхнего карбона на территории прогиба неизвестны. Но, исходя из обстановки в соседних районах, можно предположить, что в это время прогиб начал свое развитие и накапливались песчано-глинистые осадки.

В нижней перми вначале накапливалась песчано-алевролитовая *тустахская свита*. Разрез ее регрессивный, вверху возрастает роль песчаников. Она перекрыта *кожевниковской свитой* верхов нижней перми и низов верхней перми с такой же направленностью разреза и конседиментационными брекчиями в основании. Завершается разрез перми *мисаиланской свитой* также песчано-алевролитовой, но в верхах ее разреза появляются туфы и лавы базальтов. Мощность пермских отложений на платформенном борту прогиба составляет 120–340 м, к центру прогиба она возрастает до 2000 м. В этом же направлении из разреза исчезают вулканиты.

Триас на крыльях прогиба залегает с перерывом, а в центре – без перерыва. Внизу расположена маломощная (80–90 м) пачка аргиллитов, иногда с туфами. Выше лежит согласно *чекановская свита* битуминозных известняков мощностью до 65 м. Затем следует *ыстанахская свита* аргиллитов и алевролитов мощностью 120–170 м с глинисто-сидеритовыми конкрециями и *пастахская свита* переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью 20–170 м. В среднем триасе сформировалась существенно песчаниковая *улахан-крестовская свита* мощностью 245 м. Поздний триас залегает на среднем триасе несогласно. Он представлен глинисто-алевролито-песчаной формацией карнийского яруса, мощностью 120 м. Внизу алевролито-глинистые морские осадки, вверху преобладают континентальные песчаники с линзами углей и остатками растений. Выше располагается норийская формация мощностью 110 м, сложенная разнозернистыми песчаниками с линзами конгломератов, прослоями алевролитов и аргиллитов.

С юрского времени Лено-Анабарский краевой прогиб стал развиваться как самостоятельная структура у подножия воздымающейся, расположенной к северу горной системы.

Юрские отложения залегают с перерывом в осадконакоплении, участками с конгломератами в основании. Начинается разрез с плинсбахского яруса. Внизу его расположена пачка песчано-алевролитовых морских отложений мощностью 150–200 м с возрастанием вверх по разрезу роли аргиллитов. Она сменяется углисто-алевролитовой формацией с редкими прослоями песчаников мощностью 100–150 м. Тоарский ярус сложен аргиллитами мощностью 100–200 м, участками эти отложения выпадают из разреза.

Средняя юра местами залегает трансгрессивно с конгломератами в основании. В основном это песчано-алевролито-глинистые отложения, объединенные в *келямирскую свиту* мощностью 200–400 м.

Верхнеюрские отложения почти полностью (кроме волжского яруса) относятся к *чекуровской свите* мощностью 120–270 м. Сложена она в основном песчаниками, которые вверх по разрезу и к западу сменяется преимущественно алевролитами. Вместе с раннемеловыми отложениями их объединяют в единую песчаную формацию мощностью более 350 м. Породы формации спорадически обогащены лептохлоритом, глауконитом и **фосфоритом**. Фосфаты присутствуют как в цементе, так и в виде конкреций. Содержание P_2O_5 максимально достигает 30 %. Снос терригенного материала

в этот период происходил как с юга с Центральносибирского поднятия, так и со стороны моря Лаптевых, где также существовало поднятие.

Отложения мела представлены осадками с возрастом от валанжинского яруса до альбского, которые объединяют в *ленскую* ***угленосную*** *формацию* мощностью от 250 до 400 м. Она залегает с размывом и сложена чередующимися угленосными и безугольными толщами. Преобладают песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Пласты бурых углей достигают по мощности 4 м. Есть прослои сидеритов. В верхней части альбского яруса угли отсутствуют. Внизу отмечаются прослои мергелей и известняков с морской фауной.

1.6.11. ЕНИСЕЕ-ХАТАНГСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Енисее-Хатангский краевой прогиб расположен на севере платформы, окаймляет с севера Тунгусскую синеклизу, а на севере на нее надвинуты образования Таймырской складчатой палеозойско-мезозойской области (см. рис. 2). Протяженность его составляет около 1000 км при ширине 270–320 км, форма в плане дугообразная с субширотным простиранием на западе и северо-восточным – на востоке.

Янгодо-Горбитским поднятием, установленным по данным геофизики, прогиб делится на **Хатангскую** восточную и **Усть-Енисейскую** западную впадины. Последняя к западу сливается с чехлом Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. Янгодо-Горбитское поднятие, по данным геофизики, представляет собой массив базит-гипербазитового состава. Впадины осложнены линейно вытянутыми согласно простиранию всего прогиба валами. В Усть-Енисейской впадине это **Малохетский и Рассохинский валы**, в Хатангской – **Балахнинский вал**. В прогибе под маломощным чехлом четвертичных отложений залегают меловые и юрские отложения мощностью преимущественно около 2,5 км. На поднятиях она сокращается до 1 км. В наложенных мульдах мощность мезозойских отложений возрастает до 8 км. Поперечный профиль прогиба близок к симметричному.

Глубина залегания кристаллического фундамента составляет от 8 до 12–14 км. Строение его недостаточно ясное. Предполагают, по данным геофизики, что в южной части он архейский, а в северной – рифейский, сходный с байкалидами Северного Таймыра. Возможно также, что здесь присутствует продолжение структур рифея Турухано-Игарского краевого поднятия.

В венд-среднекембрийское время территория прогиба входила в основном в пределы рифогенной палеогеографической области, к северу и востоку от которой располагалось открытое мелкое море. Накапливались преимущественно органогенные доломиты, слагающие археациато-водорослевые постройки. А по их периферии преобладали обломочные карбонатные отложения, хемогенные доломиты и терригенные осадки.

С майского века среднего кембрия до среднего ордовика на территорию прогиба приходилась, с одной стороны, краевая зона открытого моря, расположенного к северо-западу, с другой – край внутренней, преимущественно лагунной области. Поэтому здесь преобладали глинисто-известняковые отложения, иногда с глиптоморфозами по каменной соли. Это латеральные аналоги туколандинской, кулюмбинской и чунской свит.

Отложения среднего ордовика залегают с размывом на чунском ярусе. В течение среднего ордовика накапливались пестроцветные глинистые известняки и мергели с прослоями аргиллитов. Юго-восточная часть территории прогиба в это время входила в состав Анабаро-Оленёкского поднятия. Во вторую половину среднего ордовика осадконакопление здесь не происходило.

В начале силура после перерыва осадконакопление распространилось на всю территорию прогиба. Внизу залегает глинисто-граптолитовая формация мощностью от 35 до 140 м. Выше располагается глинисто-известняковая формация мощностью

до 400 м, затем *хюктинская рифоидная свита* мощностью до 100 м. В начале позднего силура юго-восточная часть прогиба вновь осушается, а на остальной территории накапливались сульфатно-карбонатные отложения *зубовской свиты* мощностью до 400 м. Сульфатность разреза возрастает с юга на север. Отдельные пласты сульфатов достигают по мощности 15 м. Появляются пропластки каменной соли.

В девоне территория прогиба в основном представляла собой южную краевую часть бассейна осадконакопления. Внизу разреза нижнего девона здесь залегают доломиты, часто строматолитовые с прослоями известняков мощностью до 100 м. Затем накапливались гипсы и доломиты, ритмично переслаивающиеся с доломитовыми аргиллитами и известняками. Выше они сменились аргиллитами и известняками с прослоями карбонатных песчаников. Мощность всего нижнего девона 350–470 м. В среднем девоне продолжали накапливаться сульфатно-глинисто-доломитовые осадки с линзами рифовых известняков в верхней части. Отмечаются пласты **каменной соли** и мергелей. На границе эйфеля и живета зафиксированы размыв и выпадение части разреза. Мощность среднедевонских отложений 100–300 м. В верхнем девоне накапливались известняки, часто органогенные с прослоями доломитов. Мощность их 500–800 м. На границе с карбоновыми отложениями выявлены кора выветривания и выпадение из разреза фаменских осадков.

В раннекарбоновую эпоху южная часть территории прогиба была поднята. Мощность отложений этого времени возрастает с юга на север. Залегают они на девонских отложениях с корой выветривания и представлены органогенными известняками. Их суммарная мощность около 700 м. В средне-позднекарбоновое время большая южная часть прогиба была в области поднятия, лишь на севере накапливались прибрежно-морские алевролито-песчаные отложения. Мощность их достигает тысячи метров.

В пермское время чередовались континентальные и прибрежноморские терригенно-глинистые угленосные отложения. Мощность их превышает 5000 м. В восточной части они без углей, здесь накапливались только бассейновые осадки. В верхах пермского разреза появились туфы.

В триасовый период на месте прогиба существовал **Предтаймырский авлакогенный прогиб**, выполненный вулканогенными отложениями. Здесь выделяются пирокластическая *правобояская свита*, эффузивные толеит-базальтовые *нижнекоготовская подсвита, аянская и ханнамакитская свиты*, трахибазальтовые *верхнекоготовская и верхнедельканская подсвиты*, пикрит-меланефелиновые *нижнедельканская подсвита, маймечинская и арыджанская свиты*. Вулканиты сопровождаются интрузиями долеритов с **сингенетичным медно-никелевым оруденением**. Кроме того, есть интрузии трахидолеритов, пикрит-меланефелинитов, ийолитов и карбонатитов.

В юрско-меловое время Хатанго-Енисейский прогиб имел самостоятельное значение. Заложился и развивался он у подножия горной системы, существовавшей в это время на юге Таймырского полуострова. Юрские отложения залегают со структурным несогласием на породах триаса и более древних образованиях. Нижняя юра в прогибе повсеместно морская. Отложения с возрастом до середины плинсбахского века объединены в *зимнюю свиту* мощностью от 180 до 350 м. Сложена она песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов. Начало верхнего плинсбаха представлено в Усть-Енисейской впадине *левинской свитой* мощностью 90–150 м, сложенной алевролитами и аргиллитами с плавающими гальками. На востоке ей соответствует *аиркатская свита* мощностью до 120 м, представленная переслаиванием песков, алевролитов и глин. Верхи нижней юры и низы средней юры в Усть-Енисейской впадине – это *джангодская свита* мощностью 140–154 м, сложенная переслаивающимися песчаниками и алевролитами. На востоке ей соответствует *сейбылахская свита* глин и алевролитов общей мощностью 40–75 м.

Среднеюрские отложения представлены морскими и лагунными фациями. В Усть-Енисейской впадине – это *лайдинская свита* песчаников мощностью 25–100 м и *вымская свита* песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов мощно-

стью 40–300 м. На востоке им соответствует *арангастахская свита* алевролитов, глин и песчаников мощностью до 110 м. Верхи средней юры в Усть-Енисейской впадине относятся к *леонтьевской свите* глинисто-алевролитовых отложений мощностью 70–240 м и *малышевская свита* песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов и линзами бурых углей мощностью 240 м. На востоке им соответствует *юрюнг-тумусская свита* внизу песчано-алевролитовая, вверху алевролито-глинистая, мощностью более 200 м.

Верхнеюрские отложения морские. Внизу повсеместно залегает *точинская свита* мощностью 14–82 м, сложенная алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. Она перекрыта *сиговской свитой* мощностью 19–153 м, состоящей из песчаников, алевролитов и глин с глауконитом и лептохлоритом. В Усть-Енисейской впадине разрез верхней юры завершает *яновстанская свита* мощностью от 0 до 700 м, сложенная глинами и алевролитами. В средней части прогиба они с карбонатными конкрециями.

В общем, отложения ранней и средней юры образуют *лено-енисейскую глинисто-песчаную формацию* с мощностью в центральных частях Усть-Енисейской и Хатангской впадин 600–700 м. На поднятиях и к бортам впадин мощности резко сокращаются. Верхняя юра представлена глинисто-алевролитовой формацией, а первая половина нижнего мела – алевролито-песчаной **фосфоритоносной формацией**. Суммарная мощность этих формаций достигает 1500 м.

На этих формациях с размывом залегает **угленосная** лимническая формация второй половины нижнего мела мощностью во впадинах до 650 м. Сложена она чередующимися угленосными и безугольными толщами с прослоями сидеритов. Мощность пластов углей достигает 4 м. Количество пластов угля колеблется от 1 до 7 м.

Верхнемеловые отложения известны только в западной половине прогиба, где они сливаются с одновозрастными отложениями Западно-Сибирской платформы. На западе это отложения морские, к востоку сменяются лагунными. Представлены они алевритами и глинами с прослоями песков и редкими линзами галечников. Характерно наличие глауконита, лептохлорита, линз и **прослоев фосфоритов и бурых углей**. К востоку возрастает роль песков и галечников. Мощность этих отложений на западе достигает 800 м, к востоку уменьшается до 250 м. Фосфориты желваковые, слагают 8 горизонтов мощностью от 0,2 до 3,6 м. Содержание P_2O_5 в желваках достигает 21,8 %, в горизонтах – 6–9 %.

К юрско-меловым отложеним прогиба приурочены **месторождения газа**.

1.7. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития Сибирской платформы четко делится на два мегацикла: в ранний мегацикл сформировался фундамент платформы, в поздний – ее чехол. Им соответствуют структурные этажи. Рифейский отрезок истории, соответствующий промежуточному структурному этажу, иногда выделяется в самостоятельный тафрогенный мегацикл.

1.7.1. ФОРМИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА

Породы раннего докембрия, слагающие фундамент, на современной поверхности наблюдаются в пределах щитов и в его краевых выступах. Отдельные скважины достигают фундамента в остальной части платформы и дают нам представление о породах раннего докембрия, расположенных под чехлом. На остальной части платформы, покрытой чехлом, строение фундамента трактуется по данным геофизических методов. В раннем докембрии условия на разных участках платформы мало различались между собой.

В формировании фундамента выделяются раннеархейский, позднеархейский и раннепротерозойский тектоно-магматические циклы. В принципе породы этих циклов

могут выделяться в самостоятельные структурные этажи, так как их разделяют крупные структурные перестройки, и каждый из них имеет свой структурный план.

1.7.1.1. РАННЕАРХЕЙСКИЙ ЭТАП

Раннеархейские образования сохранились в относительно небольших объемах (рис. 6). На Сибирской платформе они установлены в пределах щитов (Алданский и Анабарский), выступов фундамента на юго-западе платформы (Шарыжалгайский и Бирюсинский блоки) и под чехлом в пределах Иркутского амфитеатра (продолжение Шарыжалгайского блока), на её северо-западе (Путоранский блок) и под центральной частью Вилюйской синеклизы. В большинстве случаев они подверглись в последующие времена интенсивной переработке и потеряли первичные черты своего генезиса.

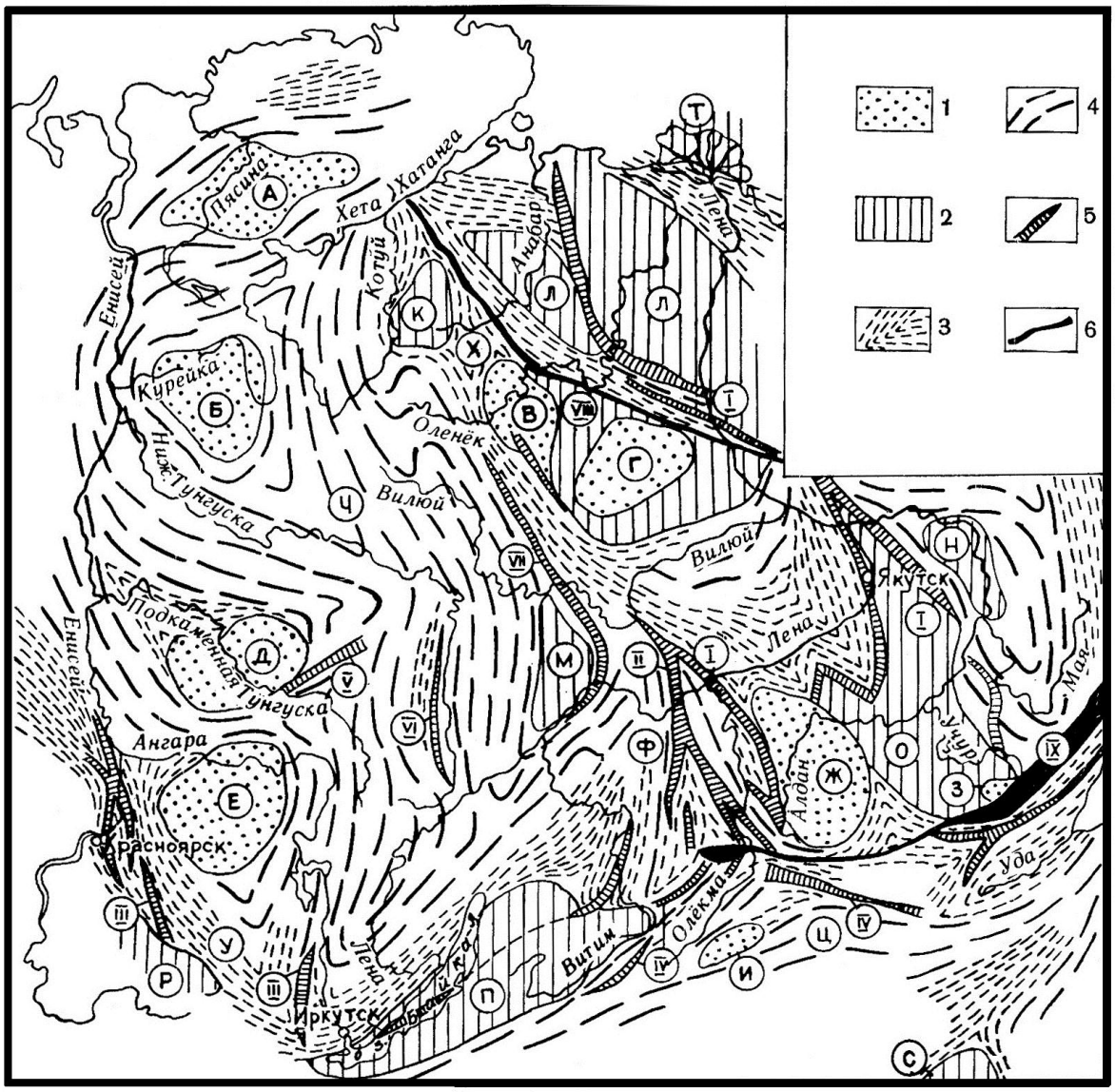

Рис. 6. Схема главных архейских структур Сибирской платформы (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):

1 – первичные относительно жесткие блоки раннего архея: А – Предтаймырский, Б – Путоранский, В – Верхнеоленёкский, Г – Тюнгский, Д – Турамский, Е – Тасеевский, Ж – Иенгрский, З – Уянский, И – Могочинский; 2 – тоже позднего архея: К – Маганский, Л – Хапчанский, М – Ботуобинский, Н – Хандыгский, О – Тимптоно-Джелтулинский, П – Витимский, Р – Саянский, С – Манчжурский, Т – Усть-Ленский; 3 – складчато-метаморфические зоны раннего архея: У – Иркутско-Канская, Ф – Олёкминская, Х – Анабарская; 4 – то же позднего архея: Ц – Становая, Ч – Тунгусская; 5 – системы шовных прогибов: I – Якутско-Оленёкский, II – Чаро-Оленёкский, III – Присаянский, IV – Геткано-Верхнезейский; V-VII – отдельные небольшие прогибы (V – Таймуринский, VI – Непско-Тунгусский, VII – Отулахский); 6 – анортозитовые пояса: VIII – Жиганский, IX – Становой

Задачи восстановления раннеархейской истории тесно смыкаются с проблемами образования первичной земной коры. Наиболее древние датированные породы, в том числе и в фундаменте Сибирской платформы, имеют изотопные возраста более 3500 млн. лет. Как правило, это формация «серых гнейсов», представляющая собой первичные средние и кислые вулканические и плутонические образования плагиоряда, а также продукты их переотложения.

«Серые гнейсы» содержат реликты пород основного и ультраосновного составов, для которых устанавливается первично магматический генезис. Кое-где эти породы слагают значительные площади. Следовательно, можно предположить, что первичные породы земной поверхности имели преимущественно основной и ультраосновной состав и представляли собой первичную кору океанического типа. В последующем, в результате дифференциации вещества Земли возник гранитный слой, который и представляет формация «серых гнейсов».

Раннеархейские образования повсеместно содержат следы метаморфизма гранулитовой фации, что свидетельствует о близких условиях, существовавших в раннем архее на всей Земле. Так как следы мощных осадочных толщ в основании позднего архея отсутствуют, то следует предположить, что условия гранулитовой фации (высокое давление и температура) существовали на ранней стадии развития Земли близко к поверхности, а земная кора была маломощной и обладала повышенной пластичностью. Следствием этого являлось отсутствие значительных превышений в рельефе и отсутствие грубообломочных отложений, широкое распространение мелководных условий и преобладание хемогенных осадков, интенсивный вулканизм, в том числе и ультраосновного состава, преобладание пликативных структур и слабое проявление хрупких деформаций с образованием разломов.

В последующем породы раннего архея повергались неравномерному ретроградному метаморфизму, следы гранулитовой фации метаморфизма сохранились на относительно небольших площадях. Они также неоднократно подвергались неравномерной гранитизации, стиравшей следы первичного генезиса.

1.7.1.2. ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ ЭТАП

Позднеархейские образования на Сибирской платформе известны на Алданском щите, в Бирюсинском выступе фундамента и в ряде участков под чехлом (см. рис. 6). К позднему архею произошло некоторое охлаждение верхней оболочки Земли. В результате этого уменьшилась пластичность земной коры, что привело к возрастанию расчлененности рельефа и более интенсивному проявлению разрывной тектоники. Позднеархейский цикл характеризуется уже некоторым разнообразием геотектонических обстановок.

К позднему архею возникли **относительно устойчивые участки**, сложенные породами раннего архея. Это **Центральный блок Алданского щита, Анабарский массив, Шарыжалгайский блок** и его продолжение под платформенным чехлом, **Путоранский блок** и другие. Породы этих участков в некоторой степени претерпели в позднем архее ретроградные метаморфические изменения, как правило, в амфиболитовой фации.

Другим характерным типом структур позднего архея являются **зелёнокаменные пояса** – первые линейные структуры земной коры. Они установлены в пределах Олёкминского и Ботомгского блоков Алданского щита, на Шарыжалгайском выступе фундамента и на многих участках под чехлом. Это отрицательные, чаще всего линейно вытянутые, ограниченные разломами структуры, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями. В низах разреза наблюдаются в основном вулканиты основного и ультраосновного составов, которые сопровождались комагматичными интрузиями. Вверху преобладают вулканиты среднего и кислого составов. Они также сопровождались комагматичными интрузиями. Осадочные породы преимущественно терригенные, среди

них есть и грубообломочные образования, приуроченные главным образом к завершающим стадиям развития поясов и в небольших объёмах в основании их разреза, есть и карбонаты. Первоначально они имели значительно более крупные размеры. Можно предположить, что первоначальные формы бассейнов, где накапливались осадочно-вулканогенные отложения, были более изометричные и более обширные. К настоящему времени сохранились лишь наиболее опущенные участки, форма которых обусловлена более поздними тектоническими движениями, в том числе и дизъюнктивного характера.

Породы зеленокаменных поясов претерпели зональный метаморфизм. В центральных частях и вверху разреза они метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой, иногда даже зелёносланцевой фациях. К краевым частям и вниз по разрезу метаморфизм возрастает до высоких ступеней амфиболитовой фации. Он сопровождается палингенным гранитообразованием. Происходила ремобилизация вещества пород («серых гнейсов»), вмещающих зеленокаменные пояса, и возникшая магма интрудировала зеленокаменные пояса.

Зеленокаменные пояса ассоциируют с областями распространения **гранитогнейсовых куполов**. Они сложены преимущественно магматическими и метаморфическими породами кислого и среднего составов. Это, как правило, ремобилизованные породы формации «серых гнейсов». В центре гранитогнейсовых куполов располагаются палингенные граниты. Они окружены оторочкой метасоматически гранитизированных образований. А на периферии располагаются вмещающие образования.

Таким образом, в позднем архее интенсивно проявился вулканизм, сосредоточенный в относительно узких зонах. На остальной территории неравномерно проявились процессы метаморфизма амфиболитовой фации, сопровождаемые интенсивным гранитообразованием.

К концу архея возникли относительно устойчивые блоки – ядра будущих первых платформ. На Сибирской платформе они представлены щитами и краевыми выступами фундамента. Под чехлом они установлены на северо-западе платформы (Путоранский блок) и на юге Иркутского амфитеатра (Гутарский щит).

1.7.1.3. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Раннепротерозойский этап (рис. 7) характеризуется еще большим разнообразием тектонических обстановок, чем в позднем архее, из-за неравномерности проявления эндогенных процессов. В этот период уже существовали **блоки с субплатформенным режимом**, как правило, имевшие угловатые близкие к изометричным очертания. Они были ограничены разломами. В пределах этих блоков существовали **прогибы протоплатформенного типа**. На Алданском щите расположен Удоканский прогиб, на восточном склоне Анабарского щита – Оленёкский прогиб. Они заполнялись терригенно-глинистыми отложениями с небольшим содержанием карбонатных и вулканогенных образований. В отличие от платформенных отложений неогея, они претерпели зональный метаморфизм, достигавший амфиболитовой фации, и прорваны аллохтонными гранитоидами. Метаморфические изменения нарастали как к окраинам прогибов, так и вниз по разрезу. В пределах этих прогибов впервые в истории Земли в небольших объёмах появляются образования, не претерпевшие метаморфических изменений.

Между устойчивыми блоками существовали **подвижные протогеосинклинальные зоны** (юг Тунгусской и север Ангаро-Тасеевской синеклиз). На этих участках интенсивно проявлялся вулканизм разного состава и интрузивный магматизм. Затем в эпоху карельского дистрофизма породы этих зон подверглись интенсивным дислокациям и метаморфизму.

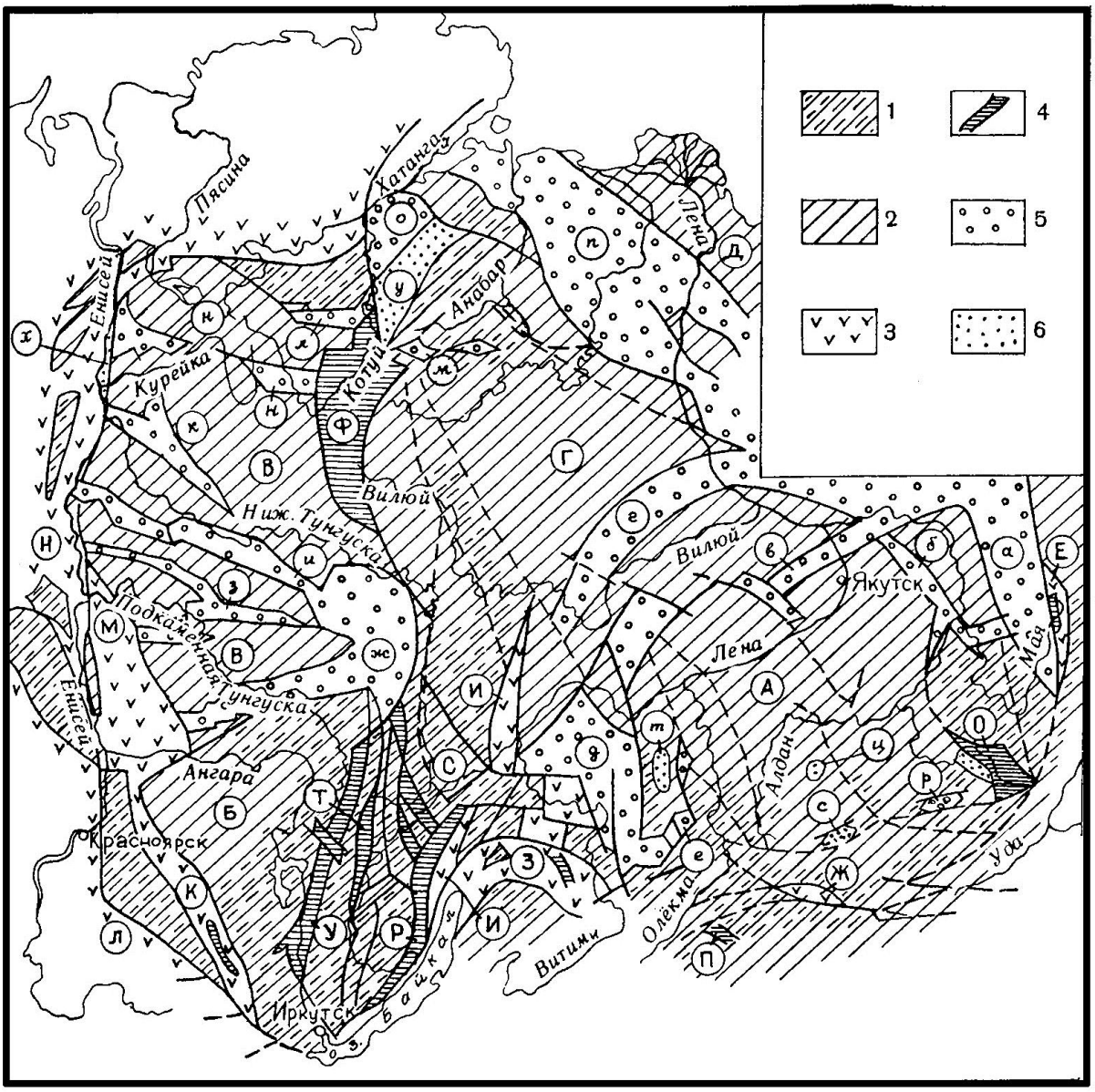

Рис. 7. Сруктурно-формационное районирование Сибирской платформы. Раннепротерозойский цикл (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–6 – структурно-формационные области. 1 – протократонные, испытавшие сильную деструкцию; 2 – протократонные относительно стабильные: А – Алданская, Б – Бирюсинская, В – Тунгусская, Г – Мархинская, Д – Нижнеленская; 3 – протогеосинклинальные: Е – Билякчанская, Ж – Зейская, З – Витимо-Байкальская, И – Иликтино-Нюйская, К – Урикско-Ийская, Л – Протеросаянская, М – Вороговская, Н – Енисейская; 4 – протовулканогенные: О – Улканская, П – Солонцовская, Р – Северо-Байкальская, С – Марковская, Т – Усть-Кутская, У – Шамановская, Ф – Котуйская; 5 – протоавлакогенные: а – Южно-Верхоянская, б – Усть-Майская, в – Бясь-Куэльская, г – Вилюйская, д – Ленско-Удоканская, е – Хани-Субганская, ж – Центральнотунгусская, з – Байкитская, и – Учамская, к – Тутончанская, л – Верхнемаймечинская, м – Верхнеоленёкская, н – Дюпкунская, о – Фомичёвская, п – Оленёкская, р – Поярковская; 6 – протоорогенные: с – Токкинская, т – Угусская, у – Прианабарская, х – Губинская, ц – Селигдарская

Завершался ранний протерозой интенсивным гранитоидным магматизмом и формированием, на фоне поднятия, протяженных **вулкано-плутонических поясов** преимущественно субмеридионального простирания, таких как **Северо-Байкальский** и **Улканский**. Наибольшее развитие они получили на юго-западе платформы, в пределах Иркутского амфитеатра. В результате карельского диастрофизма раннепротерозойские подвижные зоны превратились в жесткие структуры и спаяли устойчивые блоки архейских пород в единую структуру – фундамент платформы.

1.7.2. ФОРМИРОВАНИЕ ЧЕХЛА

Перед рифеем, после завершения формирования фундамента платформа испытала длительное поднятие, в пределах которого формировались коры выветривания. Формирование чехла, продолжалось с рифея до настоящего времени и происходило в несколько седиментационных циклов: рифейский, венд-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский-раннемезозойский, средне-позднемезозойский и кайнозойский. Они разделены перерывами в осадконакоплении и часто угловыми несогласиями и потому отвечают структурным ярусам.

1.7.2.1. РИФЕЙСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

Рифейский седиментационный цикл в значительной степени отличается от платформенного и выделяется часто как тафрогенный этап развития. Начался он с заложения в р а н н е м р и ф е е на фоне общего поднятия платформы перикратонных прогибов и линейных структур типа авлакогенов (рис. 8).

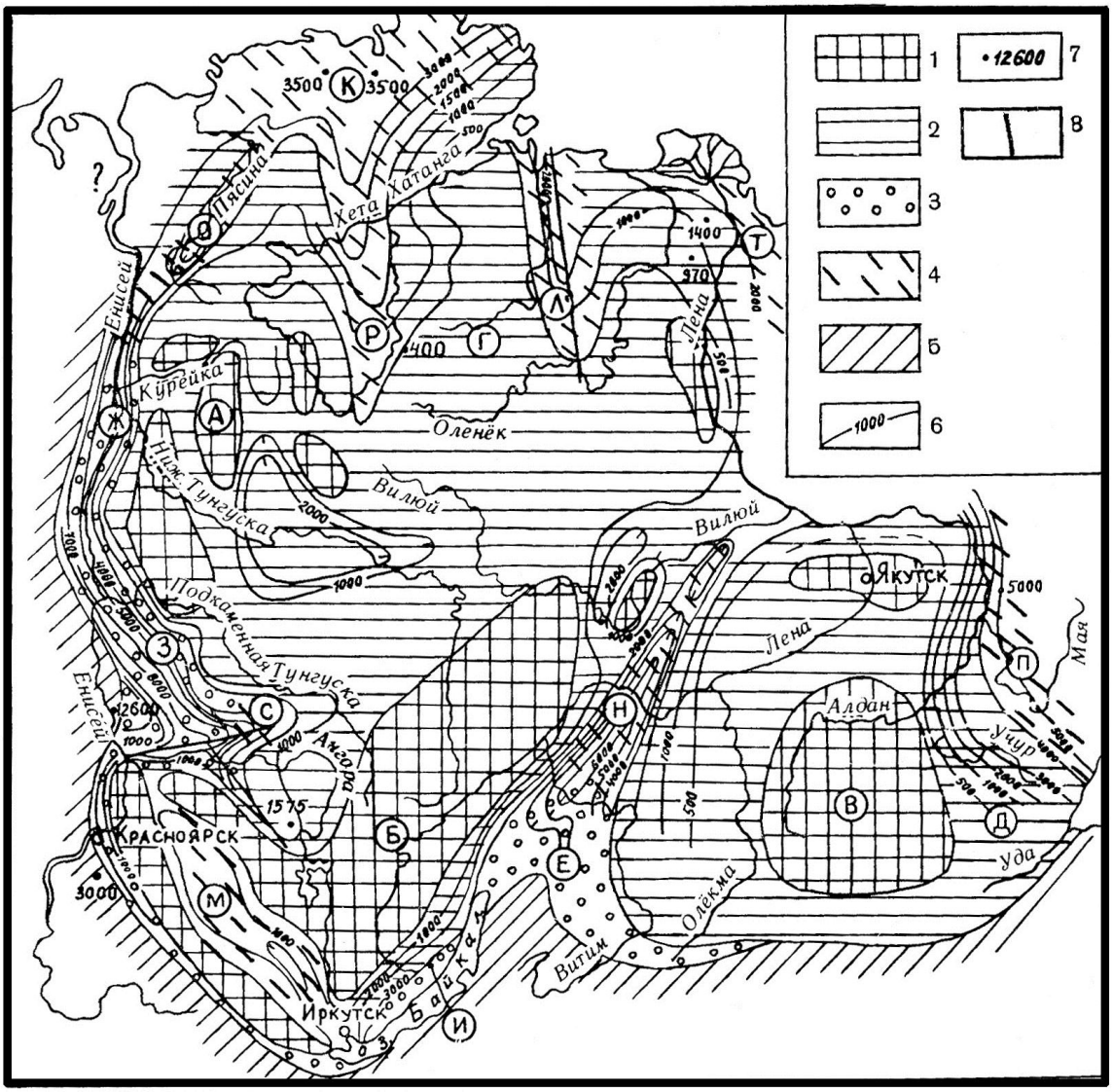

Рис. 8. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Раннесреднерифейский этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–5 – структурно-формационные области: 1 – преобладания поднятий (А – Тунгусская, Б – Ангарская, В – Алданская), 2 – преобладания опусканий (Г – Анабаро-Оленёкская, Д – Учурская), 3 – перикратонные (Е – Патомская, Ж – Туруханская, З – Приенисейская, И – Прибайкальская), 4 – авлакогенные (К – Таймырская, Л – Уджинская, М – Присаянская, Н – Уринская, О – Игарская, П – Юдомо-Майская, Р – Котуйская, С – Иркинейская, Т – Хараулахская), 5 – геосинклинальные, 6 – изолинии мощностей, м, 7 – мощности структурно-фациальных комплексов, 8 – разломы

Перикратонные прогибы занимали краевые части платформы, образуя почти непрерывное кольцо, и имели постепенные переходы к соседним областям миогеосинклинального характера. В них накапливались мелководные ритмичные терригенно-глинисто-карбонатные толщи. Осадконакопление иногда прерывалось поднятиями и частичным размывом накопившихся осадков. Иногда наблюдаются структурные несогласия. Кое-где в их пределах (северо-восток платформы, Припатомская часть) проявлялся вулканизм базальтового или базальт-риолитового составов. На востоке возник **Юдомо-Майский**, западнее **Байкало-Патомский**, на юго-западе **Присаянский** и **Приенисейский**, на западе **Туруханский**, на северо-востоке **Хараулахский** перикратонные прогибы.

От соседних геосинклинальных областей в тело платформы входили линейно вытянутые **авлакогенные прогибы**: на юго-востоке **Вилюйский (Уринский)**, на юго-западе **Иркинеевский**, на северо-западе **Игарский**, на севере **Котуйский**, на северо-востоке **Уджинский**. В них на фоне накопления терригенно-глинистых отложений значительную роль играли вулканиты основного состава, проявлялся интрузивный магматизм. Остальная территория платформы была либо в области денудации, либо ее покрывали небольшие мелководные прогибы, в которых накапливались маломощные, преимущественно терригенно-глинистые, в меньшем объеме карбонатные, преимущественно доломитовые отложения. Обломочный материал поступал в основном с поднятых участков платформы, в меньших объемах – из-за ее пределов.

В среднем рифее Сибирская платформа также представляла обширный континент, большая часть которого была слабо расчлененной сушей. Вдоль окраин платформы продолжали существовать мелководные бассейны (перикратонные прогибы), в которых накапливались мощные ритмичные терригенно-глинисто-карбонатные толщи. Площадь их постепенно расширялась как по латерали, так и к центру платформы. Продолжали существовать и авлакогены.

В позднем рифее (рис. 9) продолжали существовать перикратонные прогибы, где продолжали накапливаться в условиях колебательных движений ритмичные терригенно-глинисто-карбонатные отложения. Эти прогибы несколько расширились за счет трансгрессии в сторону центра платформы. Авлакогены в большинстве прекратили свое развитие. Их территории либо присоединились к перикратонным прогибам, либо вошли в состав поднятий. В южном обрамлении платформы возникли значительные поднятия и потому большая часть южной половины платформы превратилась в устойчивую сушу с малоамплитудными прогибами, в которых накапливались терригенно-глинистые отложения. В северной половине платформы господствовали лагунные условия и накапливались преимущественно глинисто-сульфатно-доломитовые осадки. В конце рифея большая часть платформы была поднята, лишь в Припатомской части продолжалось осадконакопление.

1.7.2.2. ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

Венд-раннепалеозойский цикл охватывает отрезок времени от начала венда до начала среднего ордовика. Это время наибольшего погружения платформы, когда опускание охватило всю ее территорию, даже щиты. Делится он на две стадии: раннюю и позднюю. Ранняя стадия продолжалась от начала венда до границы амгинского и майского веков среднего кембрия (рис. 10). Перед вендом почти вся платформа была поднята и представляла собой слабо расчлененную равнину. Лишь в Байкало-Патомском прогибе на отдельных участках, преимущественно в Патомской ветви, продолжалось осадконакопления. В начале венда по южному обрамлению платформы существовало поднятие, у подножия которого возникли прогибы, унаследованные от рифейского времени. Они заполнялись терригенным материалом, который сносился с периферийных поднятий. Постепенно трансгрессия распространилась на всю территория платформы. Она повсеместно становится областью осадконакопления.

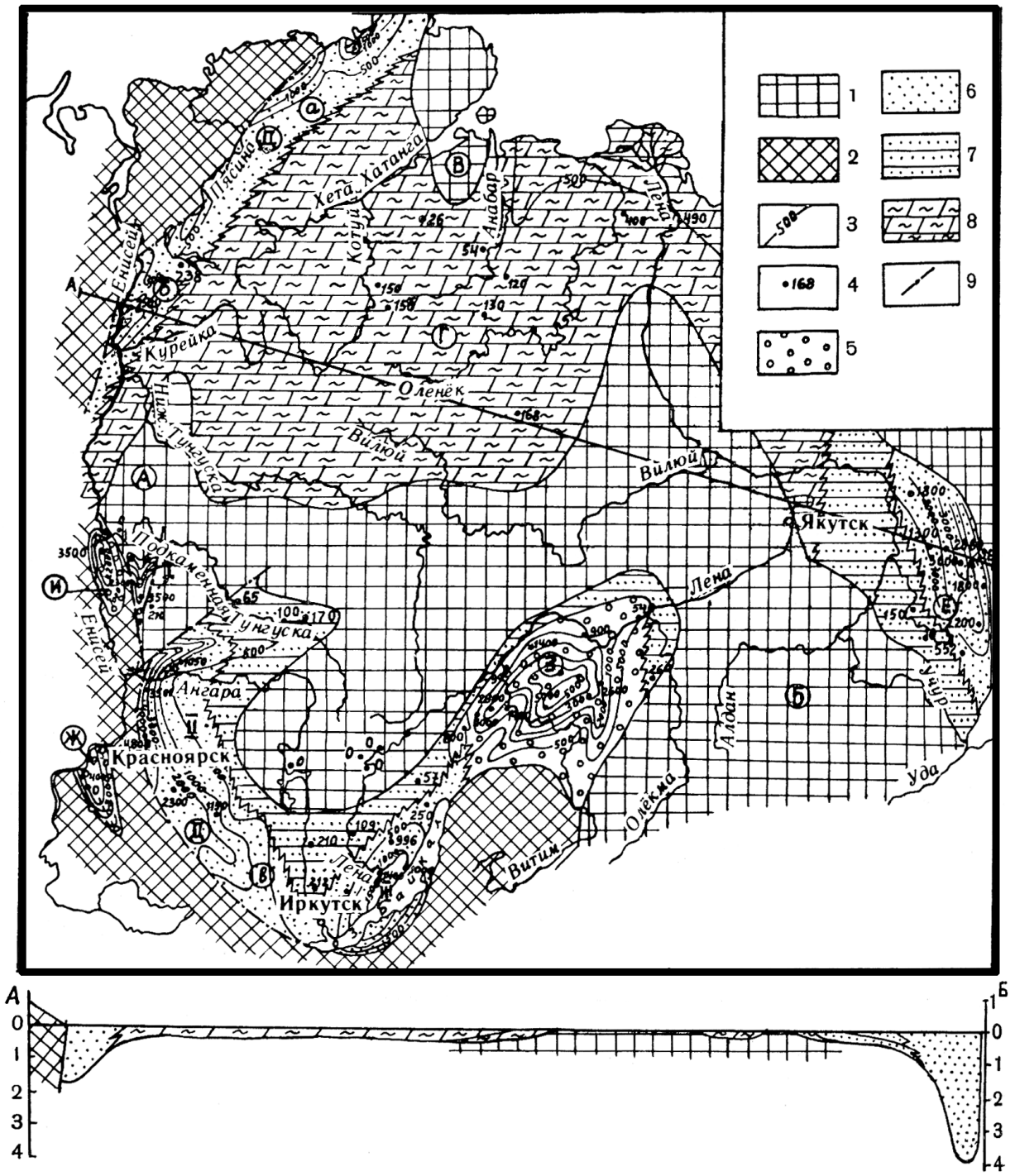

Рис. 9. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Позднерифейский этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):

1–2 – области поднятий: 1 – на платформе (А – Байкало-Туруханская, Б – Алданская, В – Анабарская), 2 – в складчатых областях; 3–4 области прогибаний: 3 – изопахиты, 4 – мощность, м (Г – Лено-Анабарская, Д – Прибайкало-Енисейская с зонами Таймырской (а), Сухарихинской (б), Ангарской (в), Е – Юдомо-Майская, Ж – Саянская, З – Бодайбинская, И – Вороговская); 5–8 – формации: 5 – красноцветная молассовая, 6 – молассоидная, 7 – глинисто-песчаная, 8 – сульфатно-карбонатная; 9 – разломы

Рис. 10. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Вендсреднекембрийский этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1 – структурно-формационные зоны (А – Лено-Тунгусская, Б – Алдано-Анабаро-Рыбинская, В – Юдомо-Оленёкская); 2 – граница структурно-формационных зон; 3 – мощности структурно-формационных комплексов, м; 5 – геосинклинальные области, 6 – краевые поднятия

К началу кембрия на территории платформы, захватывая соседние области, образовались три палеогеографические области. Восточную часть платформы заняла **Юдомо-Оленёкская палеогеографическая область мелкого моря**, простирающегося далеко за пределы платформы. В её пределах накапливались глинисто-известняковые осадки. В отдельные периоды возникали условия некомпенсированного прогиба, происходило углубление дна, накапливались маломощные глубоководные глины, богатые органическим веществом (доманиковая формация).

Юдомо-Оленёкская область была отделена от остальной части платформы **Алдано-Анабаро-Рыбинской областью барьерного рифа**. Этот риф имел ширину 100–200 км и простирался в северо-западном направлении от центральной части Алданского щита до верхнего течения р. Анабар и далее дугообразно до низовий Енисея. Активность формирования биогермовых построек зависела от общих вертикальных колебаний территории

платформы. В периоды опусканий (трансгрессии) развитие биогермовых построек было угнетено и преобладало накопление хемогенных известняково-доломитовых отложений. В периоды поднятия (регрессии) биогермовые постройки бурно развивались, формировалась карбостромовая формация, сложенная органогенными карбонатными, преимущественно доломитовыми отложениями и брекчиями – продуктами разрушения этих построек. В небольших объёмах происходило накопление глин.

В пределах большей западной части платформы сформировалась **Лено-Тунгусская палеогеографическая область типа лагуна-море**. Характер осадконакопления зависел от трансгрессивно-регрессивных процессов. В трансгрессивные периоды, когда барьерный риф деградировал, а в юго-западной части область осадконакопления углублялась и расширялась, воды нормальной солености беспрепятственно проникали на территорию Лено-Тунгусской области, накапливались преимущественно карбонатные отложения с преобладанием ближе к центральной части области доломитов, а по периферии – известняков. Накопление солей и сульфатов в небольших объёмах происходило только в центре области. В периоды регрессии барьерный риф активно развивался и препятствовал доступу морских вод в область. Происходило общее поднятие области, в результате чего лагунные условия распространялись на большую её часть, территория соленакопления расширялась, чему способствовал жаркий климат. Лишь по периферии области продолжали накапливаться карбонатные отложения преимущественно доломитового состава.

В первой половине венда область осадконакопления постепенно расширялась от периферии платформы к центру и в сторону складчатого обрамления. Вначале преобладало накопление терригенно-глинистых осадков. Грубозернистость их уменьшалась как вверх по разрезу, так и по латерали. Погружение было неравномерным, и в начале венда на территории платформы еще существовали поднятия островного типа. Лишь во второй половине венда вся территория области стала ареной осадконакопления. В этот же период сформировался барьерный риф. В возникших условиях обширного бассейна осадконакопления терригенно-глинистые отложения продолжали накапливаться лишь по периферии области. К центру они сменялись мергелисто-доломитовыми осадками. К концу венда доломиты стали преобладать и по периферии области, а в центральных ее частях появились эвапориты.

В раннем кембрии резко усилилось влияние на осадконакопление барьерного рифа. В Лено-Тунгусской области в периоды регрессии карбонатонакопление сохранялось лишь по ее южной окраине и за пределами платформы. В центральной части накапливались в больших масштабах сульфаты и соли. Эти периоды приходятся главным образом на начало и конец раннего кембрия. На середину раннего кембрия приходятся трансгрессивные условия, поэтому преобладало карбонатонакопление.

В среднем кембрии, на границе амгинского и майского ярусов произошла перестройка структурного плана и началась поздняя стадия цикла, которая охватывает период от середины среднего кембрия до среднего ордовика (рис. 11).

В начале стадии по южной периферии платформы возникли поднятия, которые на короткий период распространились почти на всю территорию платформы. Но в дальнейшем территория платформы снова становится областью осадконакопления. Лишь на востоке возникает устойчивое Анабаро-Алданское поднятие, отделившее от платформы ее восточную часть, попавшую в последующем в область Верхояно-Колымской подвижной области. В районе Вилюйской синеклизы существовало относительное опускание, где накапливались маломощные терригенно-карбонатные отложения с частыми перерывами в осадконакоплении.

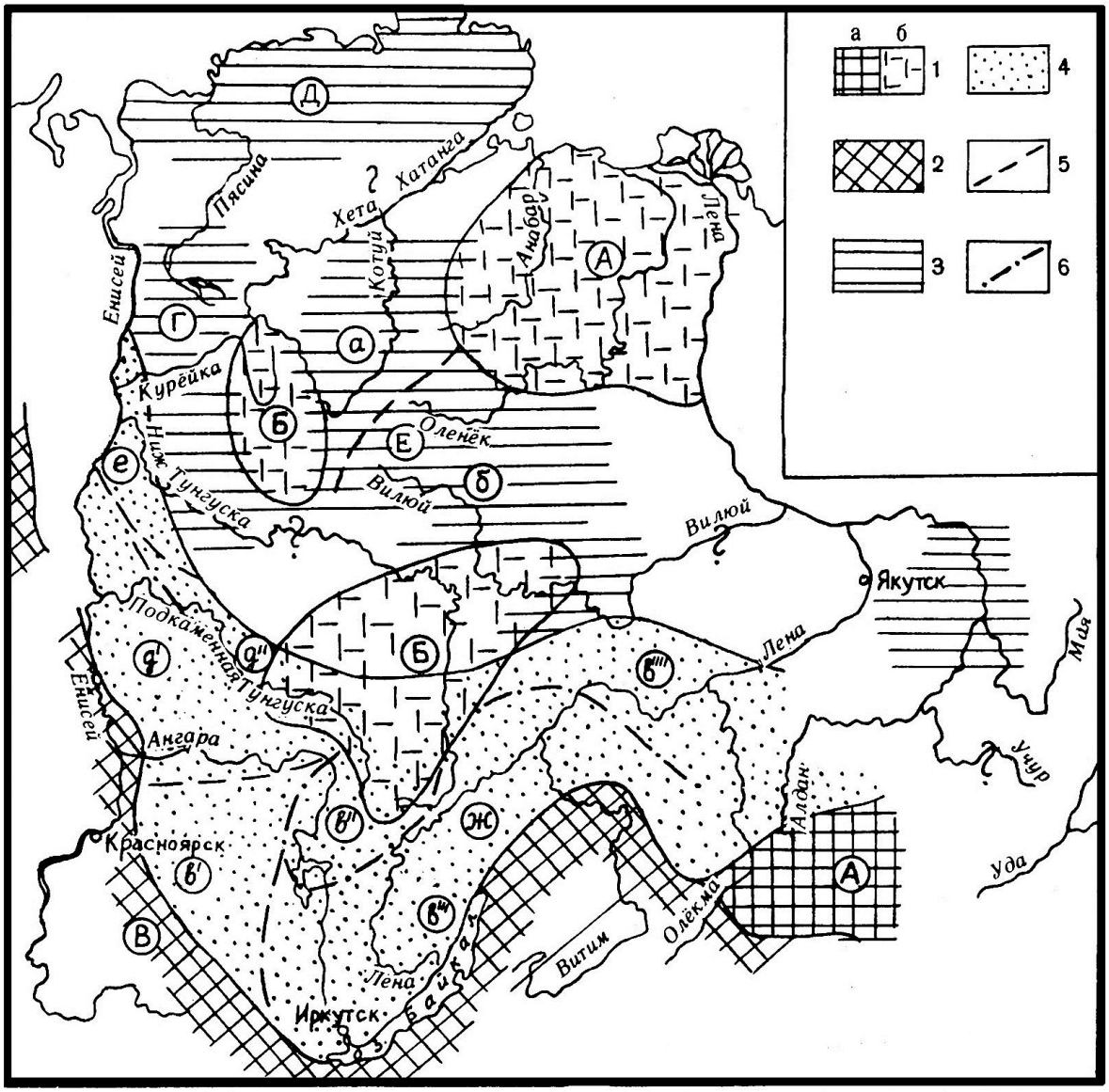

Рис. 11. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Среднекембрийско-раннеордовикский этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–4 – структурно-формационные области: 1 – преобладания поднятий (А – Алдано-Анабарская, Б – Катангско-Тембенчинская: а – постоянные, б – периодически существовавшие); 2 – орогенные (В – Восточно-Саянская); 3 – преобладания опусканий (Г – Хантайско-Норильская, Д – Таймырская, Е – Котуйская с зонами: а – Маймечинской, б – Моркокинской, Ж – Иркутско-Енисейская с зонами: в – Иркутской, д – Подкаменно-Тунгусской, е – Летнинской); 5–6 границы структурно-формационных зон (5) и подзон (6)

На юге западной половины возник **Иркутско-Енисейский прогиб**, а на севере – **Норильско-Котуйский**. Их разделяло **Катангское** периодически затопляемое поднятие. В прилегавших к орогену частях Иркутско-Енисейского прогиба накапливались молассоидные терригенные формации. С удалением от поднятий в них уменьшается зернистость и мощность, появляются карбонатные отложения. Норильско-Котуйский прогиб открывался к северу в открытое море. **Тембенчинским поднятием** он был разделен на две впадины: западную **Норильскую** и восточную **Котуйскую**. Режим в его пределах был неустойчивый. Вначале накапливались терригенно-карбонатные или глинисто-карбонатные отложения открытого моря, а в конце – сульфатно-доломитовые лагунные.

1.7.2.3. СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

Среднепалеозойский седиментационный цикл продолжался от начала среднего ордовика до конца девона. В это время погружение испытывала в основном западная половина платформы, на востоке преобладали поднятия. В цикле также выделяется две стадии.

Ранняя стадия продолжалась от начала среднего ордовика до среднего девона (рис. 12). Ей предшествовало кратковременное поднятие платформы, в результате чего отложения среднего ордовика почти повсеместно залегают с размывом. Начинается стадия с трансгрессии, охватившей большую западную часть платформы. Восточная ее часть оставалась областью поднятия. Трансгрессия распространялась с севера, где существовал морской бассейн, на юг, почти до современной границы платформы. В результате возник огромный бассейн осадконакопления с унаследованными Катангским и Тембенчинским относительными поднятиями. Он был окружен равнинной сушей. Внизу разреза этого времени повсеместно наблюдаются терригенные отложения. По мере расширения бассейна терригенное осадконакопление смещалось в сторону поднятий, возрастала роль глинисто-карбонатных отложений, преобладали фации прибрежно-морские. На севере платформы накапливались глинисто-известняковые осадки открытого моря. На поднятых участках формировались коры выветривания.

В раннем силуре продолжалось расширение бассейна осадконакопления, мелководное море распространилось на большую часть западной половины платформы. Поднятыми остались краевые части платформы на западе и юге платформы. На востоке сохранилось Алдано-Анабарское поднятие. Восточнее его располагался морской бассейн, где накапливались известняково-доломитовые отложения. В центральной и западной частях платформы также существовали условия открытого мелкого моря и накапливались глинисто-известняковые осадки. К югу они сменялись песчано-глинистыми отложениями фаций морского залива.

Поздний силур характеризуется регрессивными тенденциями. Расширяются поднятия и возрастает расчлененность рельефа. Лишь на востоке контуры бассейна не только сохранились, а даже расширились за счет образования прогиба в районе Вилюйской синеклизы. Но условия стали лагунными и накапливались сульфатно-карбонатные отложения. На западе платформы бассейн осадконакопления сместился к северу, где также преобладали осадки сульфатно-карбонатные. Лишь по периферии сохранились условия для образования в небольших объемах терригенно-карбонатных отложений.

В раннем девоне продолжала сокращаться площадь бассейна осадконакопления. Он постепенно отступал к северо-западу. Условия мелкого моря, открытого к северу и северо-западу, чередовались с лагунными. Накапливались преимущественно глинисто-доломитовые отложения, внизу разреза с сульфатами.

Поздняя стадия охватывает средний и поздний девон (рис. 13). На границе раннего и среднего девона происходит структурная перестройка. К югу и юго-западу от платформы возникли горные области, а у их подножия на окраинах платформы возникают предгорные прогибы: на границе с Байкало-Витимской областью **Каренго-Пеледуйский**, у западной окраины Восточно-Саянской области **Канско-Тасеевский**, у границ со складчатыми сооружениями Енисейского кряжа **Бахтинский** прогибы. Они заполнялись континентальными терригенными отложениями с обильными растительными остатками. Каренго-Пеледуйский прогиб к концу среднего девона прекратил свое существование. К этому времени трансгрессия, распространявшаяся с севера Тунгусской синеклизы на юг, поглотила Бахтинский прогиб. Лишь Канско-Тасеевский прогиб продолжал свое автономное существование в позднем девоне и карбоне и был связан с тектоническими движениями в соседней Алтае-Западно-Саянской области.

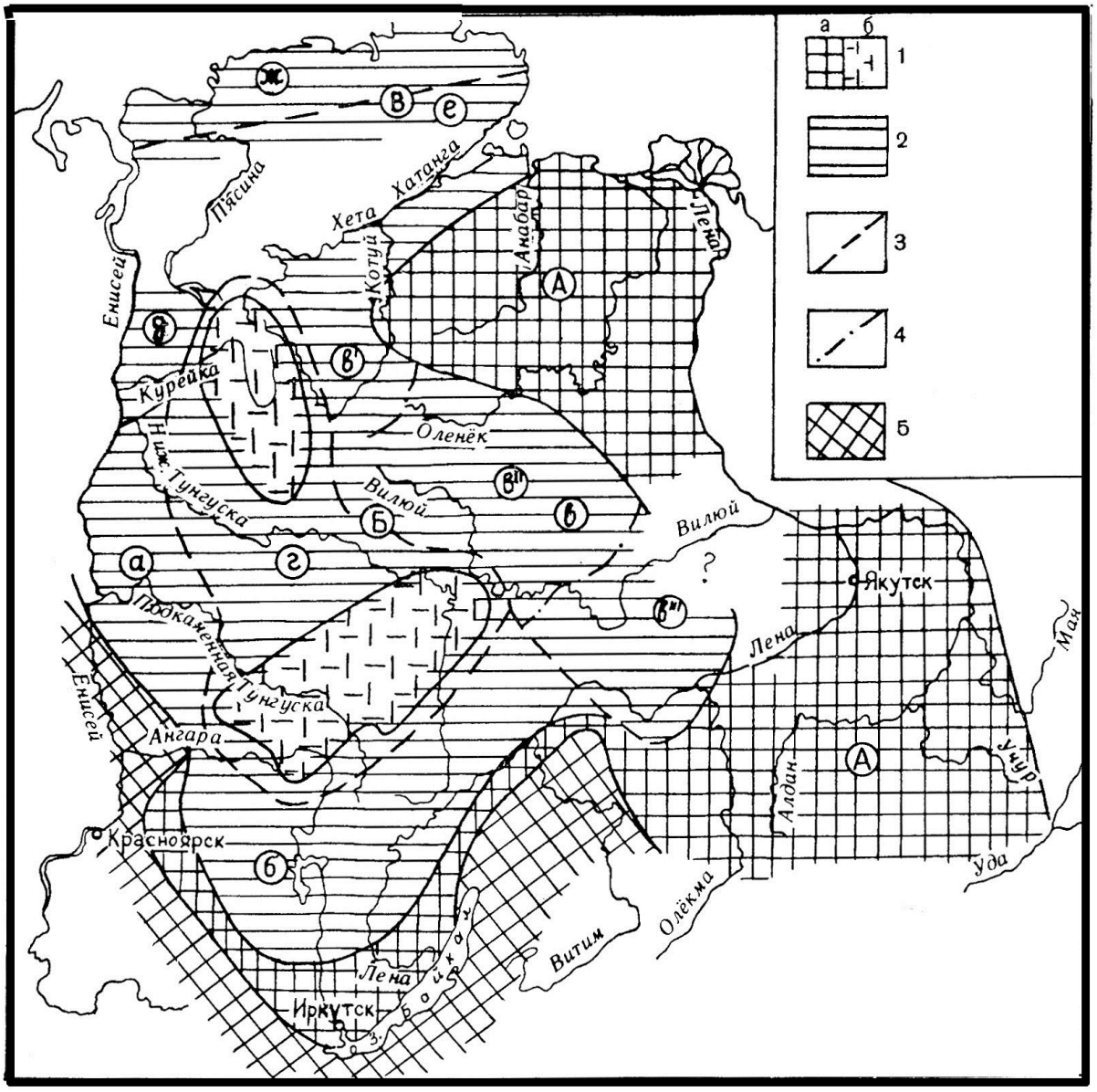

Рис. 12. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Среднеордовикско-раннедевонский этап (Геологическое…, 1984 с небольшими изменениями):
1–2 – структурно-формационные области: 1 – Алдано–Анабарская преобладания поднятий (а – существующая в течение всего этапа, б – появляющаяся периодически); 2 – преобладания опусканий: Б – Лено-Тунгусская с зонами Подкаменно-Тунгусской (а), Иркутской (б), Лено-Котуйской (в), Катангско-Тембенчинской (г), Норильско-Хатангской (д) и В – Таймырская с зонами Южно-Таймырской (е), Северо-Таймырской (ж); 3–4 – границы структурно-формационных зон (3) и подзон (4); 5 – орогенные структурно-формационные области

Расширявшийся в течение среднего девона бассейн осадконакопления занял северную и центральную части Тунгусской синеклизы. В его центре и на севере возникли лагунные условия и накапливались мощные соленосные отложения. По периферии они сменялись алевролито-аргиллитовыми осадками. К концу среднего девона здесь повсеместно установились условия мелкого моря нормальной солености и накапливались преимущественно известняки.

С востока на край платформы также распространилось мелкое море, где накапливались вначале песчано-карбонатные отложения, а затем – песчано-глинистые.

В среднем девоне заложился **Вилюйский авлакоген**, состоящий из **Ыгыатинского и Кемпендяйского прогибов**, разделенных **Сунтарским поднятием**. Они вплоть до конца карбона заполнялись терригенно-вулканогенными отложениями. Периодами

накапливались также доломиты, мергели и сульфаты. В позднем девоне в Кемпендяйской впадине образовалась мощная толща каменной соли. По-видимому, в пределах этих впадин условия были преимущественно лагунными. Среди вулканитов преобладали разности основного состава. В Кемпендяйской впадине отмечаются разности с повышенной щелочности, а в Ыгыатинской присутствуют и вулканиты кислого состава. Вулканогенные извержения сопровождались внедрением по разломам, ограничивающим впадины, комагматичных субвулканических интрузивов.

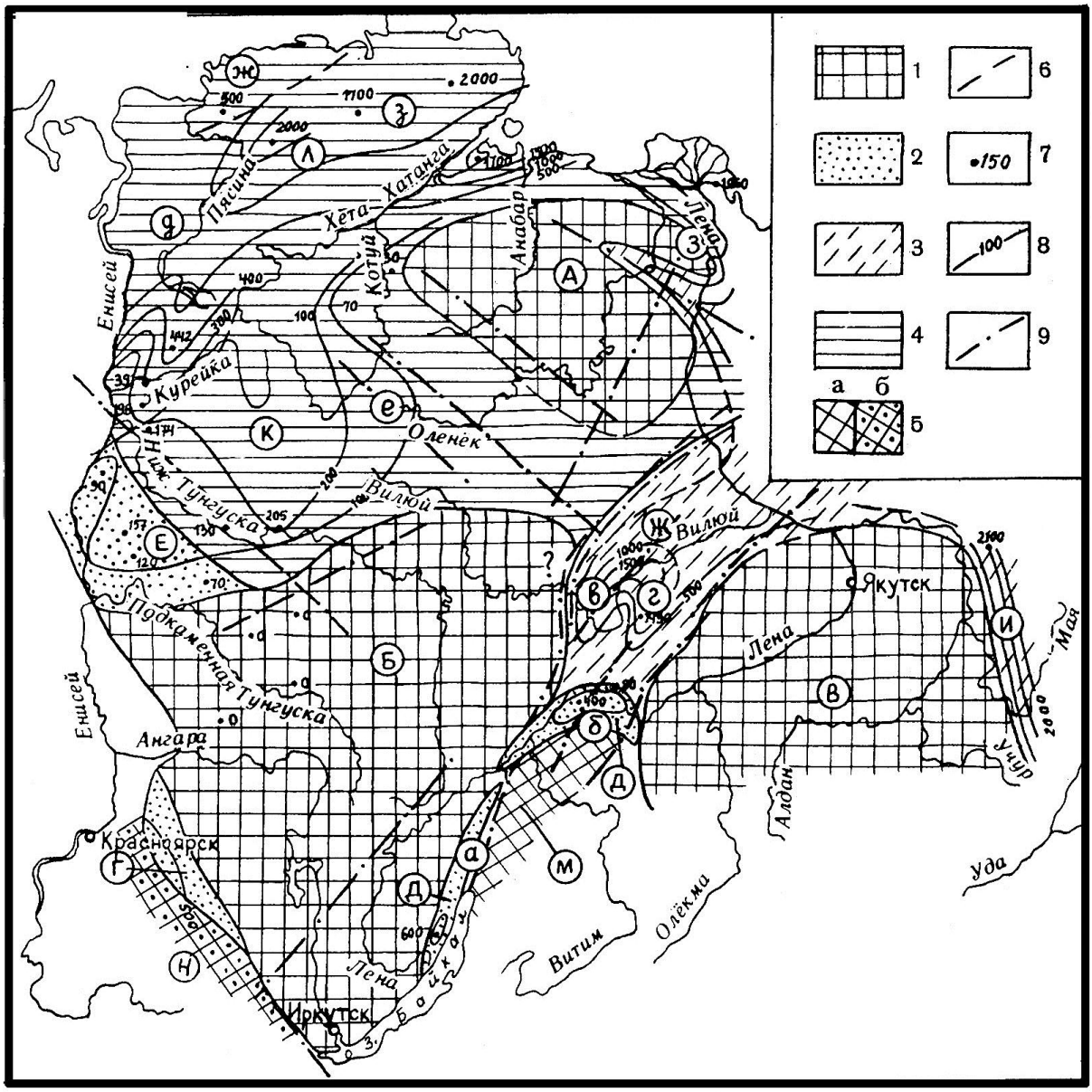

Рис. 13. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Средне-позднедевонский этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–5 – структурно-формационные области: 1 – преобладания поднятий (А – Анабарская, Б – Енисейская, В – Алданская); 2 – приорогенные (Г – Канско-Тасеевская, Д – Каренго-Пеледуйская с зонами: а – Орночеканской и б – Приленской, Е – Бахтинская); 3 – авлакогенные (Ж – Вилюйская с зонами: в – Ыгыатинской, г – Кемпендяйской, З – Кютюнгдинская, И – Сетте-Дабанская); 4 – преобладания опусканий (К – Тунгусская с зонами: д – Приенисейской, е – Котуйской, Л – Таймырская с зонами: ж – Северо-Таймырской, з – Южно-таймырской); 5 – активизационные: а – сводово-плутоническая (М – Северо-Байкальская щёлочно-сиенитовая), б – вулкано-плутонических поясов (Н – Агульско-Тагульская трахиандезит-гранодиоритовая); 6 – границы структурно-формационных зон; 7 – мощности структурно-формационных комплексов; 8 – изолинии мощностей, м; 9 – разломы

В среднем, верхнем девоне и раннем карбоне на северо-востоке платформы внедрялись кимберлиты. Они контролировались системой разломов северо-восточного простирания, наблюдаются группами (полями) и распространены от границы Вилюйской и Тунгусской синеклиз до севера Анабаро-Оленёкской антеклизы.

В позднем девоне в районе Тунгусской синеклизы происходила деградация бассейна осадконакопления. Открытое море сохранилось только на севере платформы, где накапливались карбонатные отложения. По периферии этого моря существовали лагунные условия и формировались сульфатно-доломитовые толщи. Такая же толща возникла в изолированной впадине в центре синеклизы. На востоке продолжали накапливаться песчано-глинистые прибрежно-морские отложения. На поднятиях в средне-позднедевонское время формировались коры выветривания.

1.7.2.4. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

Позднепалеозойский-раннемезозойский седиментационный цикл продолжался от начала карбона до конца триаса. Характеризуется он преобладанием континентальных условий, в основном распространённых в западной половине платформы. В этот период обособились Тунгусская и Вилюйская синеклизы, как самостоятельные структуры.

В раннем карбоне (рис. 14) платформа представляла в основном поднятие, лишь самая северная часть была покрыта морем (краевая часть бассейна, простиравшегося к северу от платформы), где накапливались карбонатные, преимущественно известняковые, а по периферии – песчано-глинистые отложения. Продолжал свое развитие Вилюйский авлакоген, заполняемый молассоидными терригенно-вулканогенными отложениями. Вдоль восточной окраины платформы в условиях краевой части морского бассейна накапливались кремнисто-доломитовые и песчано-глинистые отложения. Продолжали существовать мелководные условия в Канско-Тасеевском прогибе, где отлагались карбонатно-терригенные осадки. В конце раннего карбона возник **Ангаро-Вилюйский прогиб**, соединивший Канско-Тасеевскую и Вилюйскую области осадконакопления. Заполнялся он песчано-глинистыми отложениями.

Начиная со среднего карбона (рис. 15) по периферии платформы, повсеместно возникают поднятия, кроме востока, где начала свое развитие Верхояно-Колымская геосинклинальная система. Это обусловило преобладание континентальных условий в пределах Сибирской платформы. Область континентального терригенно-угленосного осадконакопления распространилась почти на всю западную и центральную части платформы, лишь на самом северо-западе они замещались прибрежно-морскими осадками. Оставались зонами континентального, а на самом востоке и северо-востоке прибрежно-морского осадконакопления Вилюйская синеклиза и территории краевых прогибов. Здесь в позднем палеозое существовали перикратонные прогибы. Поднятыми были вся южная часть платформы и Анабаро-Оленёкская антеклиза. Эти территории представляли собой холмистые равнины, где развивались коры выветривания. В течение второй половины карбона и первой половины перми площадь поднятий сокращалась. В пределах северной и южной частях Тунгусской синеклизы в больших масштабах накапливались угленосные отложения. В центральной её части существовало относительное поднятие, где накапливались маломощные терригенно-глинистые отложения.

В поздней перми поднятия стали разрастаться и Тунгусская синеклиза отделилась от Вилюйской. А затем осадконакопление в пределах Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба почти полностью прекратилось.

В раннем триасе (рис. 16) территория Тунгусской синеклизы под влиянием огромного плюма стала ареной интенсивного вулканизма в континентальных условиях, который распространился на соседние территории: в пределы Вилюйской и Ангаро-Тасеевской синеклиз, Приенисейского перикратонного прогиба, Анабаро-Оленёкской ан-

теклизы, фундамента Западно-Сибирской платформы, Таймыро-Североземельской складчатой области. Начались вулканические процессы на юге синеклизы и преобладал эксплозивный характер извержений.

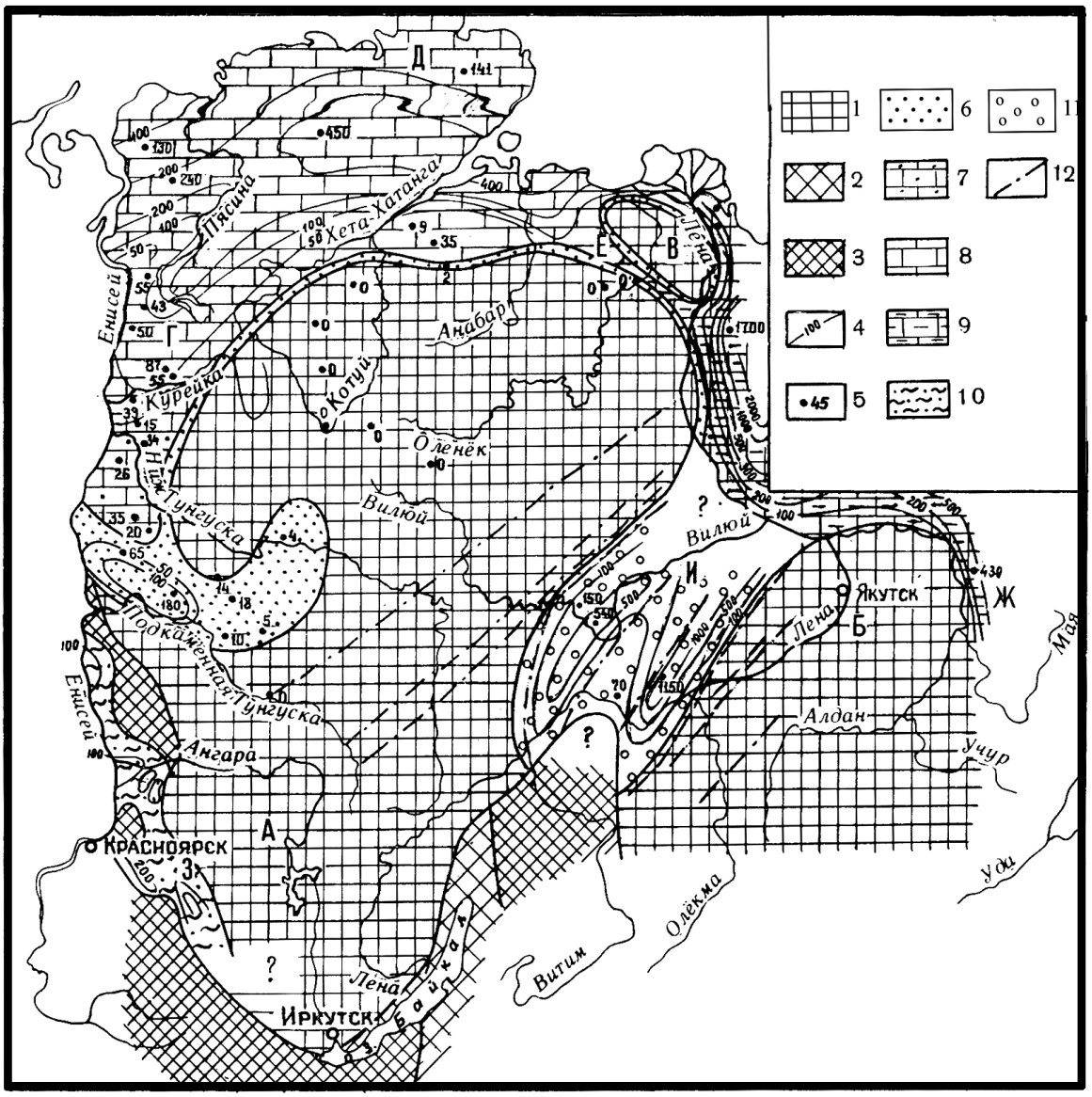

Рис. 14. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Раннекаменноугольный этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–11 – структурно-формационные области: 1 – преобладания поднятия (А – Ангаро-Анабарская, Б – Алданская, В – Оленёкская); 2 – орогенные с интенсивными движениями; 3 – орогенные с умеренными движениями; 4 – изопахиты, м; 5 – Мощность, м; 6-8 – преобладания опускания – Енисейско-Ленская (Г) и Таймырская (Д) с формациями (6 – кварцево-песчаниковой и песчаниково-алевролитовой, 7 – известняково-глинисто-песчаной, 8 – известняковой и известняково-доломитовой); 9 – авлакогенные – Кютюнгдинская (Е), Сетте-Дабанская (Ж); 10–11 – приорогенные – Канско-Тасеевская (З) и Вилюйская (И) с формациями (10 – ритмичной пёстроцветной известняково-мергелисто-песчаной и кварцево-песчаной, 11 – молассоидной); 12 – разломы

Затем вулканические процессы распространились на всю территорию синеклизы. Стали преобладать трещинные лавовые извержения. Вулканические процессы сопровождались внедрением субвулканических тел в виде силлов и межформационных залежей. Магматические процессы распространились и на южную часть платформы, где сформировались в разрезе кембрия гигантские силлы основного состава. Преобладали магматические породы толеитового состава, лишь на северо-западе наблюдаются магматические породы повышенной щелочности и ультраосновного состава. Здесь же возникли рассло-

енные интрузии с медно-никелевыми рудами. На поднятиях восточной части платформы в это время внедрялись магмы карбонатитового, кимберлитового и щелочного составов. На востоке и северо-востоке платформы в условиях перикратонного прогиба и Вилюйской синеклизы продолжали накапливаться песчано-глинистые отложения. В среднe-позднем триасе почти вся платформа была в области поднятия. Формировались коры выветривания и продукты их переотложения. Лишь на востоке и северо-востоке платформы продолжали существовать перикратонный прогиб и Вилюйская синеклиза, где накапливались преимущественно прибрежно-морские терригенно-глинистые отложения, иногда с карбонатами. В пределах Вилюйской синеклизы получили распространение и базальтоиды трапповой формации.

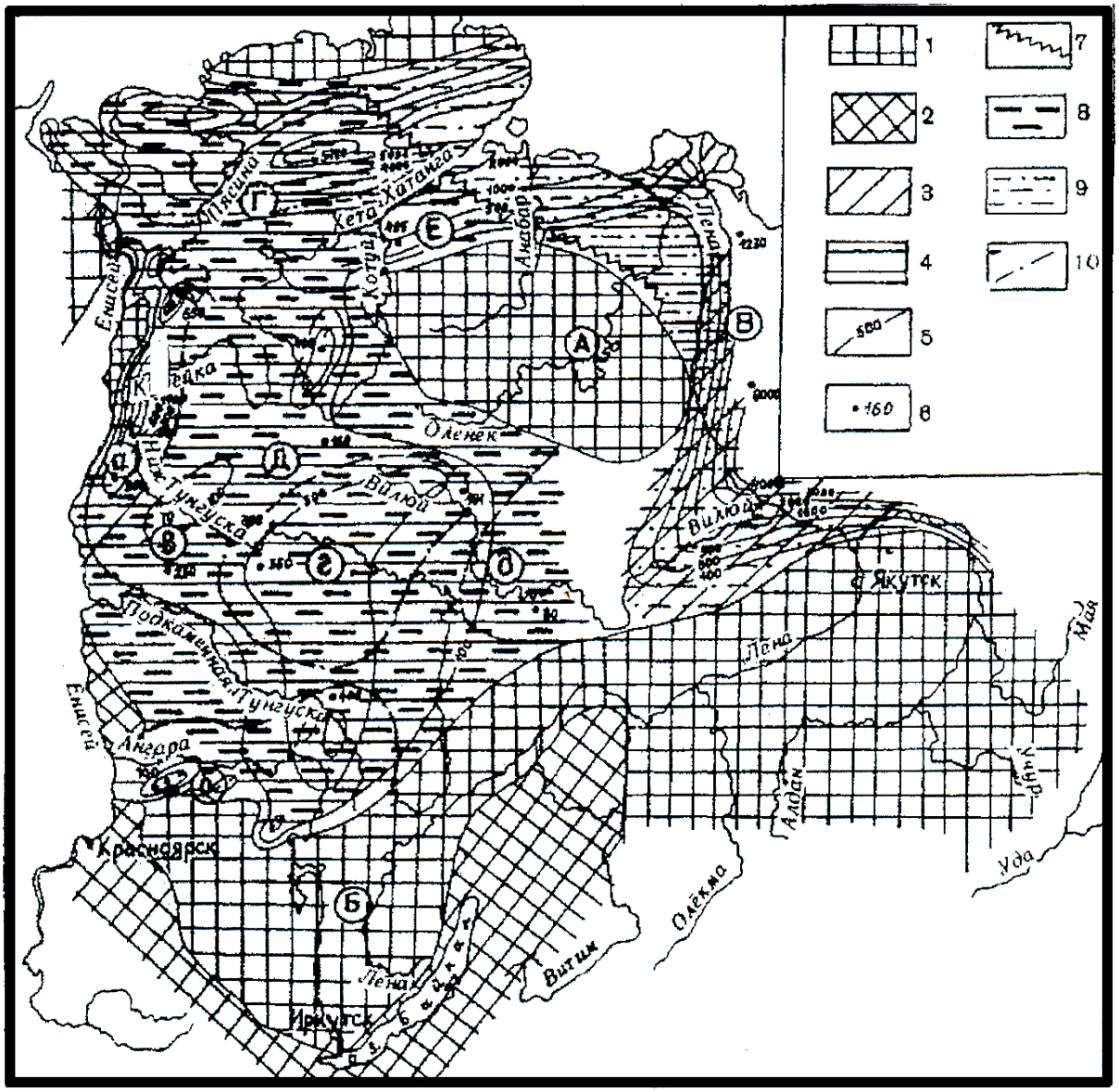

Рис. 15. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Визе-пермский этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):

1–4 – структурно-формационные области. 1 – преобладания поднятия: А – Анабарская, Б – Ангаро-Алданская; 2 – орогенные; 3 – краевой прогиб Приверхоянский (В); 4 – преобладания опускания: Г – Таймырская, Д – Тунгусская с зонами (а – Приенисейская, б – Ангаро-Мурская, в – Учаминская, г – Центральнотунгусская, д – Вилюйская), Е – Котуйско-Оленёкская; 5 – изолинии мощностей, м; 6 – мощности структурно-формационных комплексов, м; 7 – границы между формационными рядами; 8–9 – формационные ряды: 8 – терригенно-угленосные, 9 – песчано-глинистые; 10 – границы структурно-формационных зон

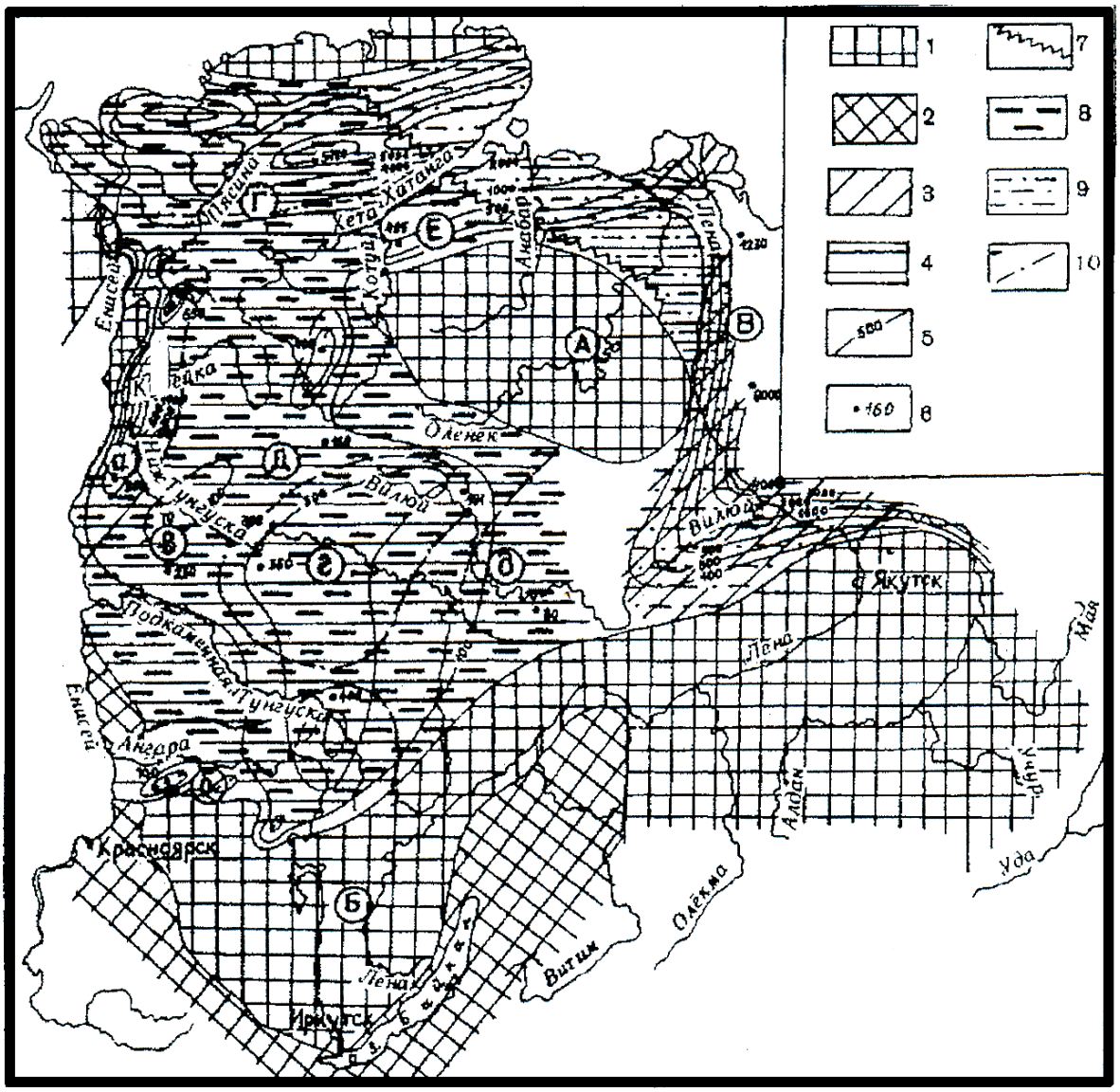

Рис. 16. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Триасовый этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):

1–6 – структурно-формационные области и пояса. 1–2 – преобладания поднятия: 1 – Анабаро-Алданская (А), 2 – Тунгусская (Б) с зонами (а – Катангская, б – Центральнотунгусская, в – Дюпкунская, г – Путоранская, д – Приенисейская); 3 – Предтаймырский (В) авлакогенный пояс с зонами (е – Норильская, ж – Большеавамская, з – Боярско-Дельканская), Таймырский (Г) авлакогенный пояс с зонами (и – Западная, к – Центральная, л – Восточная); 4 – Приверхоянский краевой прогиб (Д); % – орогенные; 6 – Карская сводово-плутоническая (Е); 7 – разломы. 8–13 – формационные ряды. 8–9 – осадочные формации: 8 – глинисто-песчаные, 9 – туффито-песчаные; 10–13 – вулканогенные и плутонические формации: 10 – ультраосновного-основного, щёлочно-сиенитового и основного состава, 11 – основного состава (а – лавовая, б – туфовая), 12 – щёлочно-основного и основного состава, 13 – щёлочно-ультраосновного состава (а – ийолит-карбонатитовая, б – кимберлитовая). 14 – мощности структурно-формационных комплексов, м. 15 – изолинии мощностей, м. 16 – границы структурно-формационных областей (а) и зон (б).

I–VIII – структуры внутри структурно-формационных областей и зон. I–VII – впадины и мульды: I – Ванаварская, II – Центральнотунгусская, III – Сыварминская, VI – Норильская, V – Хараелахско-Иконская, VI – Большеавамская, VII – Боярско-Дельканская; VIII – Учаминское поднятие

1.7.2.5. СРЕДНЕМЕЗОЗОЙСКО-РАННЕКАЙНОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

Среднемезозойский-раннекайнозойский седиментационный цикл (рис. 17) характеризуется высоким стоянием платформы, на фоне которого преимущественно по ее пе-

риферии периодически возникали отрицательные структуры. Начинается он с юры и заканчивается в конце палеогена.

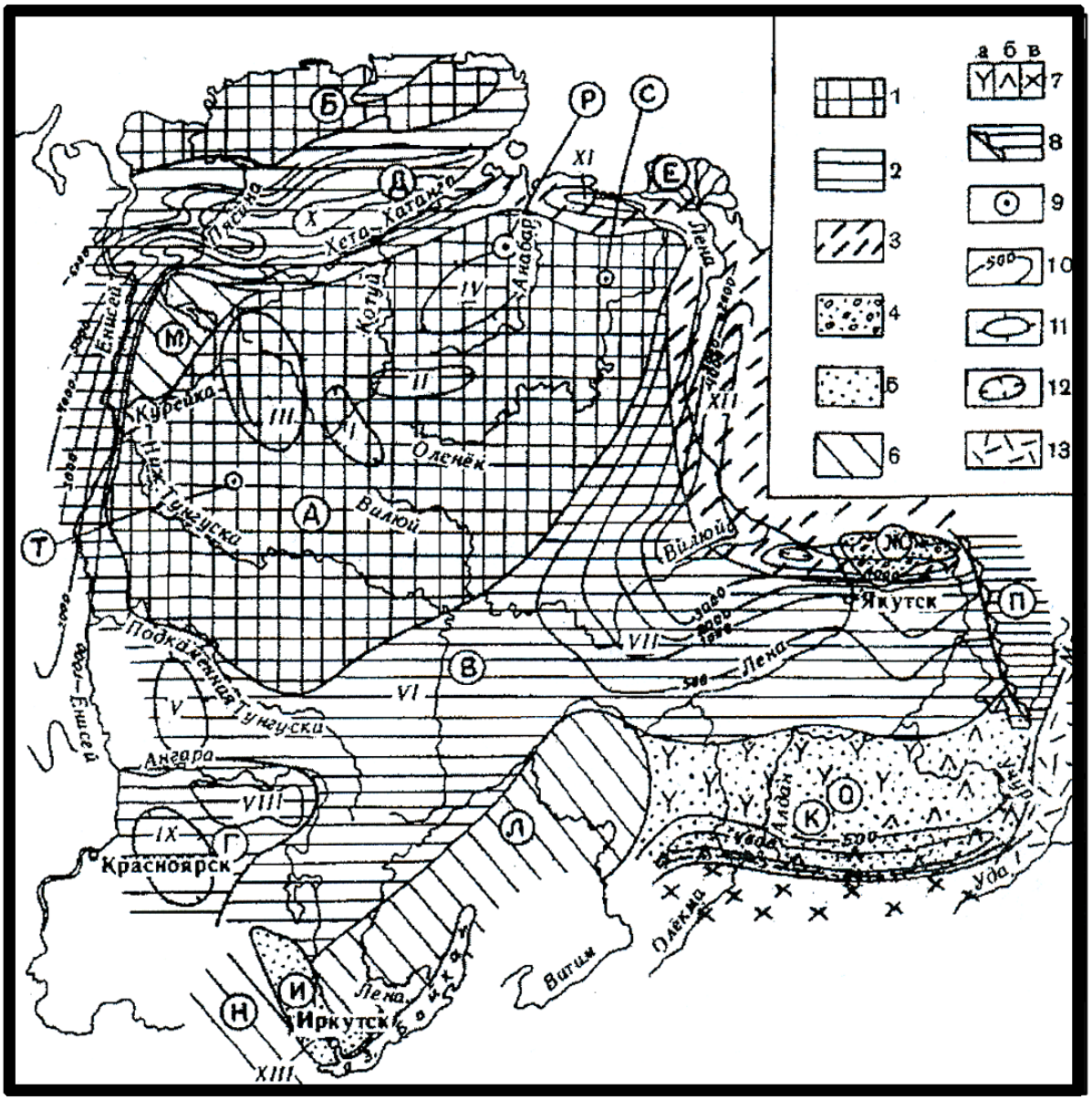

Рис. 17. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Среднемезозойско-раннекайнозойский этап (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1–8 – структурно-формационные области: 1 – преобладания поднятия: А – Центральносибирская с Муруктинской (I) и Аганылийской (II) впадинами, Путоранским (III) и Анабарским (IV) поднятиями, Б – Таймырская; 2 – преобладания опускания: В – Ангаро-Ленская с Турамским (V) поднятием, Ангаро-Вилюйским внутриплатформенным прогибом (VI), Вилюйской синеклизой (VII), Г – Абанско-Мурская с Мурской (VIII) и Канской (IX) впадинами, Д – Хатангская с Хатангским прогибом (X); 3 – краевые прогибы: Е – Лено-Хатангский с Лено-Анабарским (XI) и Приверхоянским (XII); 4 – приорогенная, Ж – Нижнеалданская; 5–8 – активизационные: 5 – присводовых прогибов: И – Присаянский с Иркутской (XIII) впадиной, К – Южно-Якутская; 6 – сводовые: Л – Бурятская, М – Путоранская, Н – Восточно-Саянская; 7 – Сводово-плутоническая, О – Алдано-Становая с зонами: а – Алданской щёлочно-сиенитовой с сиенитами, б – Сутамская андезито-риолитовая, в – Становая гранодиоритовая; 8 – складчато-надвиговая: П – Сете-Дабанская; 9 – космогенные морфоструктуры (астроблемы): Р – Попигайская, С – Беенчимо-Салаатинская, Т – Логанчинская; 10 – изолинии мощностей структурно-формационных комплексов, м; 11 – поднятия; 12 – впадины; 13 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

В юрско-раннемеловое время по периферии Сибирской платформы возникают горные области. У их подножия в краевых частях платформы образуются

предгорные отрицательные структуры, заполняемые континентальными терригенными, часто грубообломочными угленосными отложениями. Лишь на северо-востоке они были периодически мелководными. На юге это **Присаянский прогиб**, состоящий из **Канской и Иркутской впадин,** на Алданском щите – **Чульманская, Апсатская, Токкинская и др. впадины.** На востоке и севере платформы у подножия орогенных сооружений, возникших на месте Верхояно-Колымской и Таймырско-Североземельской складчатых областей, существовали краевые прогибы, заполняемые терригенно-глинистыми иногда угленосными отложениями. Прибрежно-морские условия в них во времени сменялись континентальными. Синхронно с краевыми прогибами продолжала активно развиваться Вилюйская синеклиза с таким же составом отложений и последовательностью их эволюции. Существовал и Ангаро-Вилюйский континентальный прогиб, состоящий из системы впадин, где накапливались грубообломочные, участками угленосные отложения. На Алданском щите в это время внедрялись интрузии кислого и щелочного составов.

Во второй половине мела осадконакопление на Сибирской платформе практически повсеместно прекратилось и она стала ареной формирования кор выветривания в условиях пенеплена.

В палеогене у подножия сводового поднятия, связанного с формированием Байкальской рифтовой зоны, в Прибайкалье и к северу от Алданского щита вновь возникли предгорные впадины. В Прибайкалье это **Хандинская и Туколонская впадины**, к северу от Алданского щита **Келенская впадина**. Они заполнялись озерно-аллювиальными угленосными отложениями. Внизу их разреза отмечаются бокситоносные отложения – продукты перемыва кор выветривания. Продолжалось осадконакопление и в Хатанго-Енисейском прогибе.

1.7.2.6. ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

Позднекайнозойский седиментационный цикл представляет собой неотектонический этап, который начался на платформе в неогене. Для него характерны большая интенсивность вертикальных движений, их блоковость и дифференцированность (рис. 18). Одни районы подверглись процессу горообразования, где амплитуда вертикальных перемещений достигала 1000–2000 м. В других районах сохранился равнинный рельеф, а амплитуда вертикальных перемещений не превышала 150–300 м. Для неотектонического этапа также характерны интенсивные движения по разломам.

Положительные неотектонические структуры расположены в основном по периферии платформы. На северо-западе платформы расположена новообразованная **Путоранская неоантиклиза** сводово-глыбового характера. Строение ее асимметричное с крутым разломным ограничением на севере и пологим моноклинальным на юге. Амплитуда вертикальных перемещений колеблется от 400–500 м до 1000–1500 м. На северо-востоке платформы выделяется унаследованная **Анабарская неоантеклиза** с относительно спокойными тектоническими движениями. Здесь амплитуда вертикальных перемещений составляет 300–700 м. **Алданская неоантеклиза**, занимающая юго-восточный угол платформы, также унаследованная. На юге неоантеклизы наблюдаются наиболее интенсивные вертикальные неотектонические движения, достигающие 2000 м, к северу они снижаются до 300–350 м.

На юге, около Байкальской рифтовой структуры, выделяется новообразованная зона предрифтовых поднятий внутреннего поля Иркутского амфитеатра, где амплитуда неотектонических движений возрастает с северо-запада на юго-восток от 300–400 м до 1000–1500 м. На юго-востоке они происходят в основном по разломам, на северо-западе – носят преимущественно пликативный характер. К западу от этой зоны расположено унаследованное **Ангаро-Ленское валообразное поднятие** с относительно вялыми неотектоническими движениями. Амплитуда неотектонических вертикальных движений не превышает 400 м.

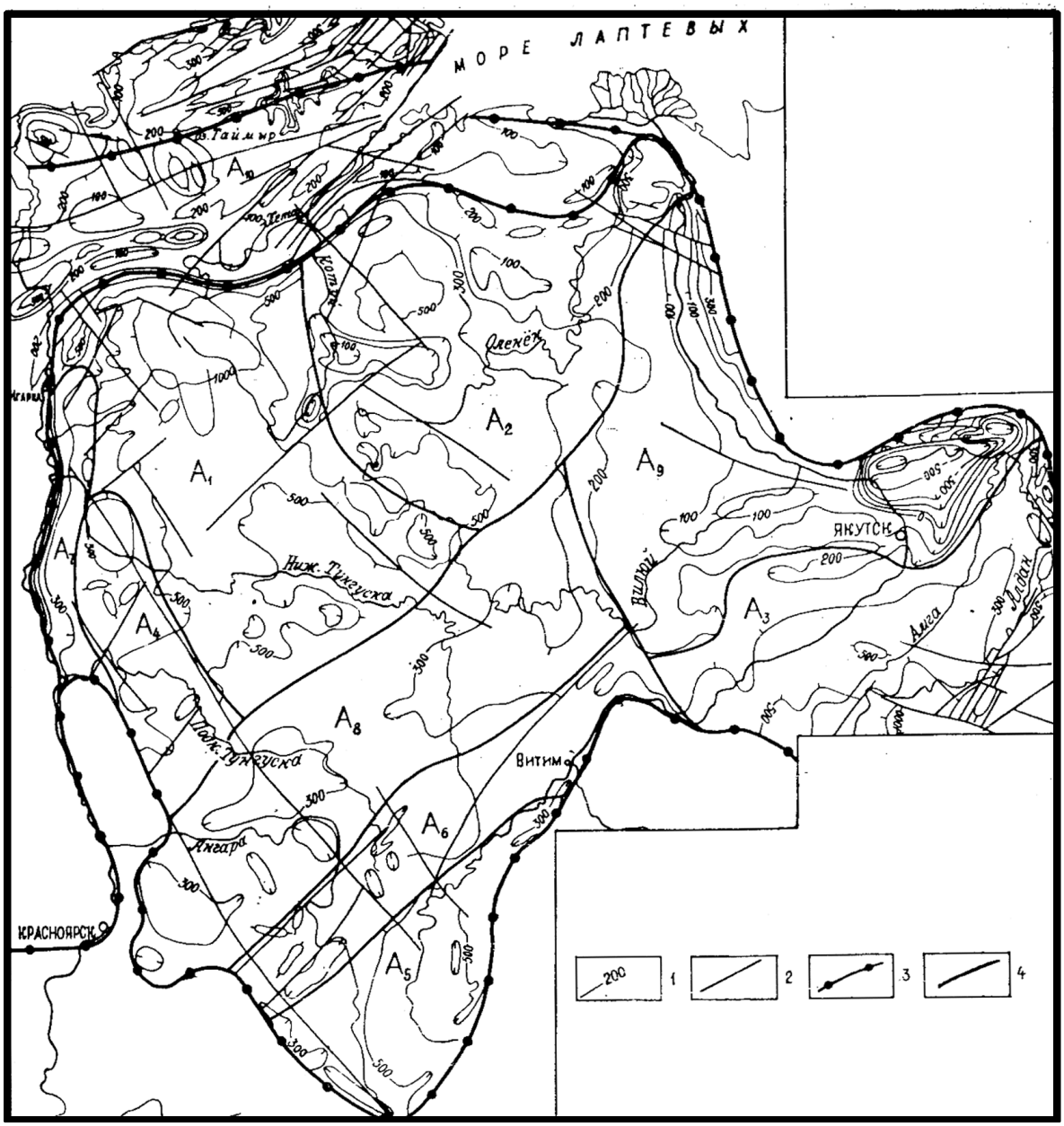

Рис. 18. Схема новейшей тектоники Сибирской платформы (Геологическое.., 1984 с небольшими изменениями):
1 – изолинии суммарных амплитуд неотектонических движений, м; 2 – основные разломы; 3–4 – границы неотектонических элементов: 3 – надпорядковых, 4 – 1-го порядка. A_1 – Путоранская новообразованная неоантеклиза, A_2 – Анабарская унаследованная неоантеклиза, A_3 – Алданская унаследованная неоантеклиза, A_4 – Байкитский новообразованный поднятый блок, A_5 – зона предрифтовых структур внутреннего поля Иркутского амфитеатра, A_6 – Ангаро-Ленское унаследованное валообразное поднятие, A_7 – Приенисейская структурная ступень, A_8 – Ангаро-Чонская унаследованная система впадин, A_9 – Центральноякутская унаследованная впадина, A_{10} – Енисее-Оленёкский унаследованный прогиб

К Енисейскому кряжу примыкает неотектонический новообразованный **Байкитский поднятый блок**, ограниченный подновлёнными древними разломами. Амплитуда вертикальных неотектонических движений составляет 500–600 м. На западе граница с Западно-Сибирской платформой проходит по **Приенисейской структурной ступени**. Эта ступень имеет амплитуду 200–300 м и представляет зону активизированных древних разломов, отделяющую в современном эрозионном срезе Сибирскую платформу от Западно-Сибирской. Максимальная амплитуда вертикальных неотектонических движений достигает 400 м.

Отрицательные неотектонические структуры, как правило, развиваются унаследованно. От юго-западного угла платформы до ее центра прослеживается **Ангаро-Чонская система неотектонических впадин** с нерезкими границами. Суммарная амплитуда вертикальных неотектонических движений колеблется в пределах 200–350 м.

К Верхояно-Колымской складчатой области примыкает **Центрально-Якутская неотектоническая впадина**. Граница ее со складчатой областью резкая и проходит по активизированной Предверхоянской зоне разлома, на западе – моноклинальная. Амплитуда вертикальных неотектонических движений составляет 50–200 м. Север платформы занимает **Енисее-Оленёкский неотектонический прогиб**, развивавшийся однотипно с Западно-Сибирским регионом. Граница его на севере с Таймыро-Североземельской складчатой областью разломная, на юге с неотектоническими поднятиями также преимущественно разломная. Внутреннее строение её осложнено небольшими поднятиями, где амплитуда вертикальных неотектонических движений достигает 300–500 м. В остальной части они снижаются до 50–150 м.

В неоген-четвертичное время лишь в краевых частях платформы продолжали существовать предгорные прогибы, заполняемые грубообломочными осадками. В четвертичное время север платформы подвергся покровному оледенению. Выделяется 4 этапа оледенения. Ледники спускались на юг до широтного отрезка р. Нижней Тунгуски. На севере, в районе Анабарской неоантеклизы, была область ледниковой экзарации и ледниковые отложения практически отсутствуют. К югу от нее расположена область ледниковой аккумуляции, распространены моренные и флювиогляциальные отложения.

В горах по периферии платформы развивалось горно-долинное оледенение. Моренные отложения этого оледенения особенно широко распространены в предгорных прогибах, куда сползали ледники с гор по долинам рек. Горно-долинное оледенение сменилось каровым, образовались каровые озёра, ригели и морены в долинах рек. На отдельных участках небольшие каровые ледники сохранились до настоящего времени.

Контрольные вопросы

1. Границы.
2. Структуры первого порядка.
3. Глубинное строение.
4. Основные черты геологического строения Алданского щита.
5. Основные черты геологического строения Анабарского щита.
6. Основные черты геологического строения Вилюйской, Ангаро-Тасеевской и Тунгусской синеклиз.
7. Основные черты геологического строения Среднеленского, Байкало-Патомского и Приенисейского перикратонных прогибов.
8. Основные черты геологического строения Предверхоянского, Лено-Анабарского и Хатанго-Енисейского краевых прогибов.
9. Особенности раннедокембрийского периода развития.
10. Особенности позднедокембрийского периода развития.
11. Особенности раннепалеозойского периода развития.
12. Особенности среднепалеозойского периода развития.
13. Особенности позднепалеозойско-раннемезозойского периода развития.
14. Особенности позднемезозойского периода развития.
15. Особенности неотектонического периода развития.

2. ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В основу составления настоящего раздела положены серийные легенды для карт масштаба 1:200 000, монография Е. Н. Алтухова «Тектоника и металлогения юга Сибири», объяснительная записка к карте магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части Монголии масштаба 1:1 500 000, статьи в журналах и сборниках.

2.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Восточно-Саянская складчатая область занимает территорию Восточно-Саянского и Хамар-Дабанского хребтов. Они характеризуются абсолютными отметками, часто превышающими 3 км, интенсивной расчленённостью с относительными превышениями до двух и более километров. Отсюда берет начало Енисей и его многочисленные притоки, притоки Селенги и ряд водотоков, впадающих в Байкал.

Относится область к структурам байкальской складчатости и, вместе с байкалидами Енисейского кряжа, входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Границы области (см. рис 1)**.** На севере граница Восточно-Саянской области проводится по границе чехла Сибирской платформы. По другому варианту ее граница на севере проводится по Главному Саянскому разлому, отделяющему выступы фундамента платформы от остальной части области. На юго-западе байкалиды области по системе разломов граничат с Алтае-Западно-Саянской областью палеозойской складчатости. На северо-западе складчатые сооружения области перекрыты позднепалеозойскими и мезозойскими отложениями Канско-Тасеевской впадины Сибирской платформы и чехла Западно-Сибирской платформы. Здесь из-под фанерозойских отложений выступают раннедокембрийские образования Канской глыбы, которая представляет собой промежуточную структуру между Восточно-Саянским и Енисейским одновозрастными складчатыми регионами. На северо-востоке, из-за близости строения и широкого развития палеозойских гранитоидов, граница с одновозрастной Байкало-Витимской областью нечеткая и условно проводится в районе нижнего течения р. Селенги.

Главные особенности геологического строения. В строении Восточно-Саянской области принимают участие породы с возрастом от раннего архея до четвертичного периода. Эта область, также как и Байкало-Витимская, характеризуются широким распространением блоков, сложенных раннедокембрийскими образованиями. В пределах области расположены блоки архейских пород со следами гранулитовой фации метаморфизма и субмеридиональными структурными направлениями. Наиболее крупными из них являются Шарыжалгайская, Бирюсинская и Гарганская глыбы. Первые две глыбы представляют собой непосредственное, выступающее из-под чехла продолжение фундамента Сибирской платформы.

Начиная с раннего протерозоя, в пределах области стало преобладать северо-западное так называемое Восточно-Саянское структурное направление. Раннепротерозойские образования, метаморфизованные зонально от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций, слагают Слюдянский и Дербинский антиклинории, расположенные к юго-западу и югу от блоков архейских образований – выступов фундамента Сибирской платформы. В их строении принимают участие преимущественно первично осадочные образования.

В байкальский тектоно-магматический цикл сформировались прогибы рифтогенного типа: Кувайский, Окино-Ильчирский и Хамар-Дабанский. Они расположены к югу и юго-западу от структур раннего протерозоя, на удалении от Сибирской платформы. В пределах блоков раннедокембрийских пород позднепротерозойские стратифицированные образования выполняют наложенные прогибы, главные из них Туманшетский и Чатыгойский. Широко распространены позднепротерозойские интрузивные образования, в том числе и в пределах блоков раннедокембрийских пород.

Среди фанерозойских образований преобладают интрузивные разности преимущественно раннепалеозойского и позднепалеозойского возрастов. Стратифицированные каледонские образования распространены главным образом на юге области, где вместе с интрузивными, близкими по возрасту образованиями слагают Джидинскую структурно-формационную зону. Другие раннепалеозойские структуры имеют наложенный на докембрийские образования характер. Большинство из них было уничтожено эрозией. Наиболее крупной из сохранившихся от эрозии структур является Миричунский прогиб, выполненный венд-кембрийскими отложениями. Раннепалеозойские интрузивные образования слагают значительные площади на разных участках области.

Следующие по возрасту отложения имеют девонский возраст и распространены на западе области, где выполняют межгорный Удино-Агульский прогиб, а также на ее востоке. Интрузивные образования позднепалеозойского возраста широко распространены в пределах всей области. В небольшом объёме отмечаются юрские отложения межгорных впадин. Наиболее молодые стратифицированные образования имеют кайнозойский возраст и присутствуют в основном на востоке области, в пределах Тункинской рифтогенной впадины и на Окинском плато, где имеют место мощные толщи вулканитов.

Глубинное строение. Глубина залегания поверхности Мохоровичича – границы земной коры и мантии в пределах Восточного Саяна нарастает с севера на юг от 45–48 км до 51–54 км (см. рис. 3). Плотность пород мантии растет с юга на север, в сторону платформы и характеризуется скоростями продольных сейсмических волн в пределах 8,0–8,4 км/сек. Восток области попадает под влияние мантийного диапира, обусловившего формирование Байкальской рифтогенной области. В связи с этим, здесь отмечается понижение плотности мантии и уменьшение скоростей продольных сейсмических волн до 7,7–7,9 км/сек.

Глубина залегания поверхности «базальтового» слоя колеблется в незначительных пределах и составляет 18–25 км. В целом мощность базальтового слоя хорошо коррелируется с осредненной поверхностью рельефа. Лишь в районах распространения фанерозойских отложений она сравнительно резко сокращается. Мощность гранитного слоя достигает 20 и более километров (см. рис. 5). Осадочный слой в значительных мощностях (первые километры) присутствует в пределах отрицательных структур рифейского и палеозойского возрастов, а также в кайнозойской Тункинской рифтогенной впадине, расположенной на востоке области.

2.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геологическом строении Восточно-Саянской области принимают участие образования с возрастом от раннего архея до современного времени с резким преобладанием докембрийских пород. В формировании области можно выделить три мегацикла: раннедокембрийский, позднепротерозойский и фанерозойский.

2.2.1. РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннедокембрийские образования представлены архейскими образованиями, слагающими главным образом Шарыжалгайский, Бирюсинский, Гарганский и другие блоки (глыбы), и раннепротерозойскими, слагающими преимущественно Слюдянский и Дербинский антиклинории (рис. 19).

Шарыжалгайский блок, вытянутый вдоль южного края платформы на 300 км при ширине от 10 до 75 км, сложен раннеархейскими породами. По Главному Саянскому разлому он граничит на юге с более молодыми складчатыми сооружениями, на севере погружается под чехол Сибирской платформы. Субмеридиональными разломами этот блок делится на три блока второго порядка, сложенные различными комплексами пород с омоложением разреза с востока на запад: Иркутный, Онотский и Булунский.

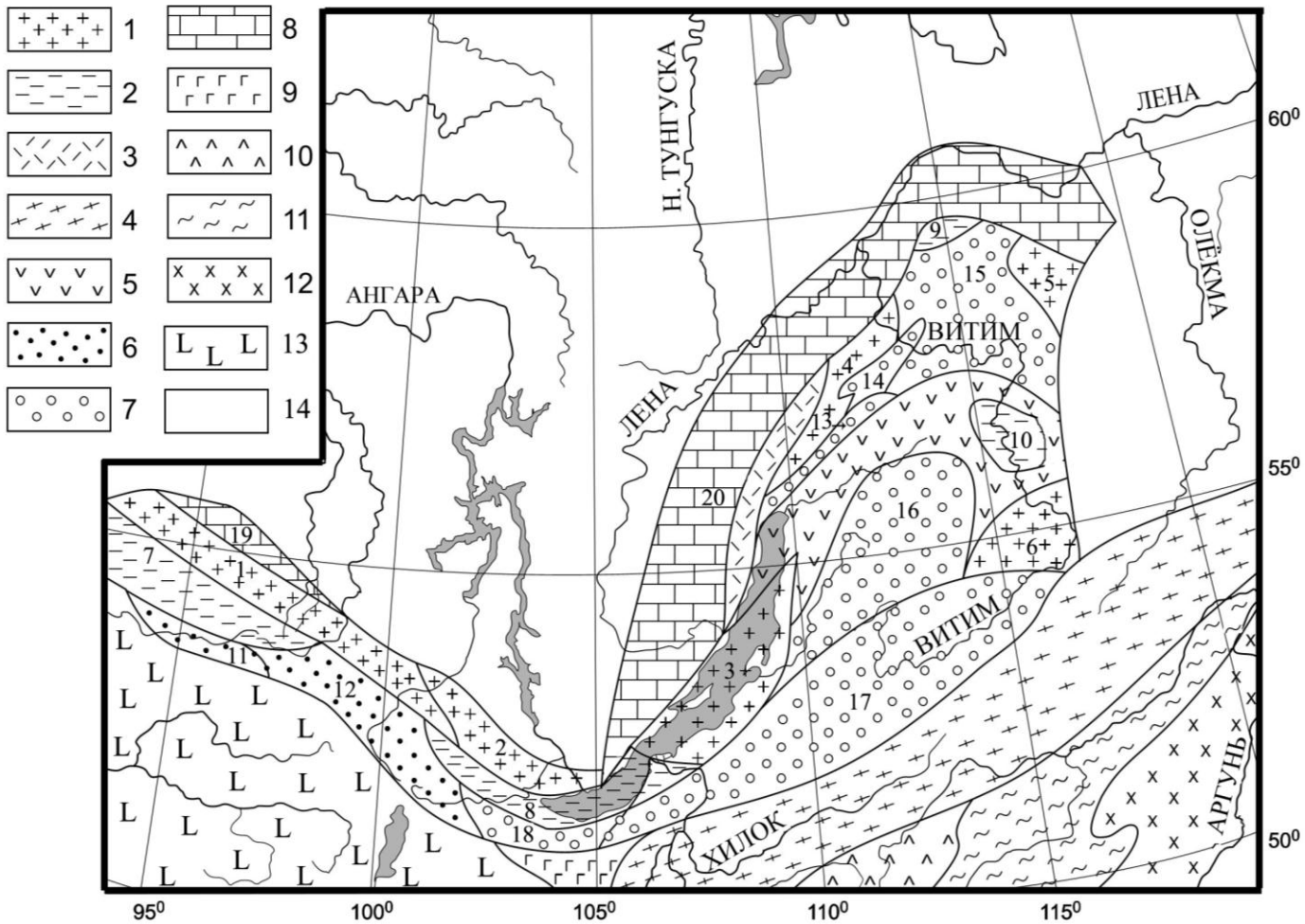

Рис. 19. Главные структуры южного складчатого обрамления Сибирской платформы.

1 – блоки пород архея (1 – Бирюсинский, 2 – Шарыжалгайский, 3 – Байкальский, 4 – Чуйский, 5 - Нечерский, 6 – Амалатский); 2 – блоки пород раннего протерозоя (7 – Дербинский, 8 – Слюдянский, 9 – Тонодский, 10 – Муйский); 3 – Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс; 4 – Селенгино-Становая зона; 5 – Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс; 6-8 – рифейские прогибы: 6 - рифтогенного (11 – Кувайский, 12 – Окино-Ильчирский), 7 – многеосинклинального (13 – Олокитский, 14 – Мамский, 15 – Бодайбинский, 16 – Котеро-Уакитский, 17 – Удино-Витимский, 18 – Хамар-Дабанский), 8 – перикратонного (19 – Присаянский, 20 – Байкало-Патомский) типов; 9-11 – зоны палеозойской складчатости: 9 – Джидинская, 10 – Хэнтэй-Даурская, 11 – Агино-Борщовочная; 12 – Приаргуньский срединный массив; 13 – Алтае-Западносаянская и Северо-Монгольская области палеозойской складчатости; 14 – Сибирская эпикарельская платформа

Породы **Иркутного блока** объединены в *шарыжалгайскую серию* в составе *жидойской, зогинской и черемшанской свит* раннеархейского возраста, мощностью 6500–8400 м. Сложена серия в основном разнообразными гнейсами с амфиболитами, кристаллосланцами, гранитогнейсами с нарастанием лейкократовости пород вверх по разрезу. Внизу разреза отмечаются железистые образования, вверху разреза присутствуют мрамора и кальцифиры. В жидойской свите известны стратиформные руды железа формации железистых кварцитов (**Байкальская железорудная зона**). Породы серии прорываются интрузивами метагаббро-ультрамафитового *листвянского* и чарнокит-гнейсоплагиогранитового *маритуйского комплексов*.

В **Онотском блоке** к раннему архею относится *китойская свита* мощностью 3300–4600 м, сложенная гнейсами, высокоглиноземистыми кристаллосланцами, в подчиненном объеме мраморами. С этой свитой связано **Китойское месторождение силлиманита**. Преобладают здесь породы позднего архея, выполняющие **Онотский грабен**, ограниченный сходящимися к югу разломами. На севере его образования погружаются под чехол Сибирской платформы. Они объединены в *савинскую серию* в составе свит камчадальской, малоиретской и соснового байца. *Камчадальская свита* мощностью 1200–2500 м сложена амфиболитами, доломитовыми мраморами с магнезитами внизу разреза, кристаллосланцами, микрогнейсами и кварцитами вверху разреза. Под воздействием Саянского интрузивного комплекса в этой свите в результате метасоматической переработки доломитовых мраморов образовались **месторождения магнезита (Савинское) и талька (Онотское, Камчадальское и др.)**. В *малоиретской свите* мощностью около 3000 м преобладают гнейсы с прослоями амфиболитов. Свита *соснового байца* мощностью 850–1100 м состоит из амфиболитов, кристаллосланцев и кварцитов, в том числе железистых. С ними связаны **месторождения железа.**

В **Булунском блоке** имеют место как породы раннего, так и позднего архея. Раннеархейские стратифицированные образования объединены в *булунскую серию* в составе ерминской толщи, онотской и таргазойской свит. *Ерминская толща* мощностью 2700–3300 м состоит из амфиболитов, кристаллосланцев и гнейсов. В *онотской свите* мощностью 3800–4200 м резко преобладают гнейсы, а амфиболиты находятся в подчиненном объеме. В *таргазойской свите* мощностью до 2500 м внизу разреза преобладают амфиболиты, вверху – гнейсы, отмечаются прослои эклогитов, высокоглиноземистых кристаллосланцев и кварцитов. К позднему архею в этом блоке принадлежат породы *андотской толщи* мощностью 2000 м, состоящей в основном из амфиболитов, мраморов и кварцитов, в том числе марганцево-железистых. Условно к раннему архею относится метагаббро-ультрамафитовый *бельский комплекс*.

Породы раннего архея всего Шарыжалгайского блока метаморфизованы вначале в гранулитовой фации, а затем подверглись неравномерному диафторезу в амфиболитовой фации. Они образовались в результате метаморфизма осадочно-вулканогенных отложений с преобладанием базальтоидов. Широко проявились процессы мигматизации и гранитизации с образованием плагиогранитоидов, чарнокитов и эндербитов мигматит-гранитового *китойского комплекса*.

В рассматриваемом блоке распространены в основном куполовидные и линейные складки с преобладающим субмеридиональным простиранием. Куполовидные складки возникли в результате образования гранитогнейсовых куполов.

Позднеархейские образования метаморфизованы в амфиболитовой фации. Они образовались в результате метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений с вулканитами также преимущественно основного состава.

Во всех трех частях Шарыжалгайского блока присутствуют тела метапироксенит-ортоамфиболитового *арбанского комплекса*. С определенной долей условности их относят к позднему архею.

Гарганская глыба, расположенная на юго-востоке области, сложена раннеархейскими метаморфическими образованиями мигматит-гнейсогранитового состава с амфи-

болитами. Они объединены в *гарганский метаморфический комплекс*. Метаморфизм пород гранулитовой фации с неравномерно наложенным диафторезом от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций.

В пределах Гарганской глыбы пликативные дислокации характеризуются сочетанием линейных и куполовидных складок, осложненных многопорядковой складчатостью, вплоть до плойчатости. Куполовидные складки обусловлены формированием гранитогнейсовых куполов. Ограничена глыба разломами. Как правило, более молодые образования надвинуты на глыбу. К разломам, ограничивающим глыбу, приурочены массивы основных и ультраосновных пород, с которыми связаны **месторождения асбеста (Ильчирское)**. Их считают реликтами позднепротерозойской офиолитовой ассоциации.

В пределах **Бирюсинской глыбы**, расположенной в северо-западной части Восточного Саяна, согласно А. И. Сезько, выходят позднеархейские и раннепротерозойские породы. Позднеархейские породы объединены в *бирюсинскую серию*. Низы ее состоят из слоисто-полосчатых гнейсов и амфиболитов мощностью до 3500 м, образовавшихся в результате метаморфизма терригенно-вулканогенных отложений. Верхи сложены переслаивающимися гнейсами, глиноземистыми сланцами и мраморами мощностью 3000–4000 м – продуктами метаморфизма терригенно-карбонатных отложений. Метаморфизм проявлялся неоднократно и достигал гранулитовой фации. Архейские образования прорваны позднеархейскими гранитоидами *онотского комплекса*. В пегматитах этого комплекса располагаются **месторождения мусковита (Восточно-Саянский пояс слюдоносных пегматитов)**.

Раннепротерозойские отложения в пределах Бирюсинской глыбы объединены в *туманшетскую серию*. Они залегают с размывом на гранитоидах онотского комплекса. В составе серии присутствуют песчаники, гравелиты, углеродисто-глинисто-серицитовые сланцы. Метаморфизм пород не превышает зеленосланцевой фации.

Слюдянский антиклинорий расположен на востоке области, вытянут вдоль южного побережья озера Байкал и ограничен разломами. Слагающие антиклинорий породы объединены в слюдянскую, хангарульскую и хамардабанскую серии, возможно, образующие единый стратиграфический комплекс.

Слюдянская серия состоит из култукской и перевальной свит. Нижняя *култукская свита* мощностью 1500–2000 м сложена внизу мраморами, кальцифирами и кристаллосланцами, вверху – биотитовыми, биотит-амфиболовыми, часто с пироксенами гнейсами и кристаллосланцами. По составу они часто отвечают эндербитам и чарнокитам. В култукской свите располагается **Безымянское месторождение графита**. В верхней *перевальной свите* мощностью 2100–4000 м преобладают мраморы и кальцифиры с прослоями кварцитов, кристаллосланцев и гнейсов. Для свиты характерна тонкая ритмично-цикличная слоистость. Первичная природа пород серии преимущественно осадочная, терригенно-карбонатная. В култукской свите, возможно, присутствуют вулканиты. В этой свите расположено **месторождение мрамора Перевал**.

Хангарульская серия состоит из харагольской и безымянской свит. *Харагольская свита* мощностью 300–2500 м сложена диопсидовыми, кальцит-диопсидовыми и другими гнейсами с редкими прослоями кальцифиров, мраморов, марганцовистых кварцитов, кварц-магнетитовых пород. В *безымянской свите* мощностью 550–2600 м внизу преобладают гнейсы с редкими прослоями мраморов, вверху – мраморы в переслаивании с гнейсами. Первичная природа пород серии карбонатно-терригенно-глинистая.

Хамардабанская серия состоит из иркутной и битуджидинской свит. *Иркутная свита* сложена мраморами, часто графитистыми, гнейсами и кристаллосланцами. Образовались они в результате метаморфизма терригенно-карбонатных отложений. Внизу разреза отмечаются признаки перерыва, появляются конгломераты. Мощность свиты составляет 2 км. В *битуджидинскую свиту* объединены филлитовидные, серицит-хлоритовые, кварцево-хлоритовые сланцы, метапесчаники и мраморизованные известняки с прослоями кварцитов и метавулканитов основного и кислого составов. Для свиты характерны из-

менчивость мощности разреза и фациального состава, как по латерали, так и по вертикали. Максимальные мощности свиты достигают 2 км.

Породы всех трех серий неоднократно подвергались складчатости разного плана. Наиболее интенсивно они дислоцированы вблизи Главного Саянского разлома, где выходят породы слюдянской серии. Метаморфизм комплекса зональный: от гранулитовой фации вблизи Главного Саянского разлома в породах слюдянской серии, до зеленосланцевой фации на удалении от него, где выходят породы верхних частей разреза хамардабанской серии.

Возраст подразделений комплекса дискутируется. Слюдянскую и хангарульскую серии относят либо к позднему архею, либо к раннему рифею, но большинство исследователей считают их раннепротерозойскими. Древний возраст пород серии в основном обосновывался наличием в них признаков метаморфизма гранулитовой фации. Изотопные датировки дают большой разброс цифр. В последнее время появились изотопные данные даже о раннепалеозойском возрасте гранулитового метаморфизма, что ставит под сомнение древний возраст этих серий.

Возраст хамардабанской серии также определяется неоднозначно. Одни исследователи считают ее составной частью стратиграфического комплекса, единого со слюдянской и хангарульской сериями. Другие придают большое значение размыву в основании хамардабанской серии и потому относят ее к рифею. Недавно в породах, относимых к этой серии, обнаружены хитинозои и обломки граптолитов ордовик-силурийского возраста. Вполне возможно, что здесь тектонически совмещены разновозрастные образования и часть разреза, относимого к этой серии, является раннепалеозойской.

В пределах Слюдянского антиклинория наблюдаются интрузивные образования разного состава. Породы *бурутуйского комплекса* основного и ультраосновного составов слагают относительно мелкие согласные и секущие тела. Более широко распространены пластовые тела и штоки палингенных гранитов *китойского комплекса*. Они распространены в основном среди пород слюдянской серии, имеют доскладчатый характер и окружены ореолами мигматитов. С ними связаны жилы пегматитов с богатым комплексом минералов, в том числе **месторождения лазурита** и **флогопита**.

Дербинский антиклинорий расположен на западе области. Форма антиклинория треугольная, обусловленная сходящимися к юго-востоку разломами, которые его ограничивают. Слагающие антиклинорий породы в основной своей массе объединены в *дербинскую серию*, состоящую из алыгджерской, дербинской и дургомжинской свит.

Алыгджерская свита сложена монотонными биотитовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с редкими маломощными прослоями известняков и кварцитов. Образовались гнейсы в результате метаморфизма преимущественно терригенных отложений. Мощность свиты не менее 2500 м.

Согласно выше залегает *дербинская свита*, состоящая из мраморов, часто графитистых, с прослоями кристаллосланцев, гнейсов и кварцитов. Характерна выдержанность карбонатного состава свиты на многие сотни километров. Первичная природа этих образований осадочная. Мощность свиты колеблется в пределах 1500–2500 м. Среди карбонатных пород свиты расположено **Алыгджерское месторождение марганца**.

Дургомжинская свита объединяет разнообразные гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты, амфиболовые сланцы. Отмечаются горизонты мраморов и кальцифиров мощностью до 200–300 м. Залегает она на дербинской свите согласно. Первичные отложения карбонатно-терригенные флишоидного типа. Общая мощность свиты составляет 2500–3000 м.

Дербинская серия характеризуется ритмичным строением. Внизу разреза наблюдается грубая ритмичность. Вверх по разрезу мощность ритмов постепенно сокращается. Характерна линейная складчатость северо-западного простирания. Метаморфизм пород серии достигает амфиболитовой фации. Отмечаются процессы гранитизации и мигматизации.

Породы Дербинского антиклинория прорваны телами пироксенитов и габбро *дугальминского комплекса*. Они слагают мелкие изометричные массивы 1–2 км в поперечнике. В большинстве породы комплекса превращены в амфиболиты. С габброидами связано **Малотагульское титаномагнетитовое месторождение**. Широко распространены гнейсовидные и массивные гранитоиды *дербинского комплекса*. Это биотитовые, реже биотит-роговообманковые граниты, плагиограниты, гнейсо-граниты, пегматоидные граниты. Они слагают многочисленные пластино- и линзообразные полого секущие и согласные тела. Дербинский комплекс прорван телами двухфазного *саянского комплекса* диорит-гранитового состава. Первая фаза диорит-гранодиоритовая, вторая – плагиогранит-гранитовая. Форма тел обычно близкая к изометричной. Все эти интрузивные образования имеют раннепротерозойский возраст. К экзоконтактовым зонам саянского комплекса приурочены **проявления графита (Барбитайское месторождение)**.

2.2.2. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К юго-востоку от блоков раннедокембрийских образований выделяется ряд прогибов, выполненных позднепротерозойскими образованиями (с запада на восток): Кувайский, Окино-Ильчирский, Хамардабанский.

Кувайский прогиб расположен на юго-западе области и ограничен разломами. Выполнен он породами средне-верхнерифейской *кувайской серии*, которая представляет собой сложный полифациальный комплекс отложений со взаимозамещением разных типов пород на разных стратиграфических уровнях. Состоит она из сарлыкской и ашкасокской свит. Взгляды на взаимоотношения дербинской и кувайской серий противоречивые. А. И. Сезько приводит данные о наличии структурного и метаморфического несогласия между дургомжинской и сарлыкской свитами. Е. Н. Алтухов считает, что между ними существует постепенный переход.

Сарлыкская свита сложена карбонатными породами с прослоями кальцифиров, амфиболитов, плагиогнейсов, микрогнейсов, углеродисто-кварцевых сланцев, кварцитов, метапесчаников. В основании разреза отмечаются конгломераты. Мощность ее составляет 700–1500 м. В общем, внизу преобладают терригенные породы, вверху – карбонатные. Накопление их происходило в субплатформенной обстановке.

Ашкасокская свита сложена метаэффузивами, микросланцами и известняками. По данным Е. Н. Алтухова, в ее составе отмечаются пудинговые конгломераты. Вулканиты имеют преимущественно трахибазальтовый состав, широко распространены туфы. С ними связаны субвулканические массивы габброидов площадью до 120 км^2, объединяемые в *ханский комплекс*.

Образования Кувайского прогиба иногда считают эвгеосинклинальными. Но трахибазальтовый состав вулканитов и широкое развитие туфов больше свидетельствуют, что эта свита имеет рифтогенную природу. Суммарная мощность кувайской серии определяется в 3000–4000 м. Складчатость пород серии линейная, осложненная гранитогнейсовыми куполами. Метаморфизм пород зональный от зеленосланцевой фации до амфиболитовой.

Кувайская серия перекрыта с угловым несогласием *тагулдинской свитой* (серией) мощностью 1200–2500 м. В ее составе внизу залегают терригенные, часто углеродистые отложения, а на них – карбонатные осадки. Накапливалась она в условиях остаточного межгорного прогиба. Метаморфизм пород свиты не превышает зеленосланцевой фации.

Окино-Ильчирский прогиб находится восточнее Кувайского. Здесь внизу разреза залегает нижнерифейская *окинская свита*, сложенная терригенными и вулканогенными отложениями, превращенными в основном в зеленые сланцы. В Окинской части прогиба вулканиты имеют пестрый состав от базальтов до риолитов, в Ильчирской – преобладают базальтоиды. Мощность окинской свиты оценивается в 9–11 км. Метаморфизована она в зеленосланцевой фации. На ней лежит среднерифейская *монго-*

шинская свита карбонатного состава. Верхний рифей представлен *сархойской свитой*, залегающей с размывом. Она сложена красноцветными песчаниками, основными и кислыми вулканитами с прослоями известняков. Мощность свиты около 3000 м.

Возрастное положение вышеприведенных подразделений основывалось на находках строматолитов и микрофитолитов. Но в последнее время здесь найдена фауна с возрастом от кембрия до силура. Это позволило некоторым исследователям считать весь прогиб каледонским образованием. В то же время в регионе установлены многочисленные надвиги и шарьяжи. Наиболее вероятно, что в пределах Окино-Ильчирского прогиба имеет место тектоническая перемежаемость разновозрастных образований.

С базальтоидами окинской свиты ассоциируют массивы габброидов и гипербазитов *ильчирского комплекса*. При метасоматической переработке ультраосновных пород образовались **месторождения нефрита (Оспинское, Харанурское и др.)**. При их разрушении возникли россыпи этого полезного ископаемого. В результате дифференциации в ультраосновных породах возникло **хромитовое оруденение**.

В **Хамардабанском прогибе** отложения представлены единой мощной толщей, выделяемой под названием *хамардабанской серии*. Ее краткое описание приведено выше в составе Слюдянского антиклинория.

В среднем и позднем рифее отмечается неоднократное проявление гранитоидного магматизма. Как правило, гранитоиды этого времени имеют повышенную щёлочность. Они распространены как в пределах рифейских прогибов, так и среди раннедокембрийских образований.

2.2.3. ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Наземные раннепалеозойские образования накапливались в основном в прогибах, наложенных на докембрийские структуры. Отложения основания их разреза обычно относят еще к позднему венду. Наиболее крупной отрицательной структурой этого времени является **Миричунский прогиб**, расположенный в зоне Главного Саянского разлома на границе Бирюсинского выхода фундамента Сибирской платформы и Дербинского антиклинория. Этот прогиб, вероятнее всего, входил в краевую часть бассейна осадконакопления Сибирской платформы.

В основании разреза прогиба залегает *сарапсульская свита* поздневендского возраста мощностью 200–570 м. Она сложена терригенными отложениями (от алевролитов до конгломератов) с прослоями известняков. Свита прорвана трехфазным габбро-сиенитовым *гутарским комплексом* с элементами расслоенности. В первую фазу внедрились габброиды с колебаниями состава от перидотитов до диоритов; во вторую – пироксениты и ийолиты, в третью – сиениты и нефелиновые сиениты.

С тектоническим нижним контактом в прогибе залегает *миричунская свита* мощностью 2100–2560 м. По палеонтологическим данным она соответствует атдабанскому ярусу нижнего кембрия. Свита состоит из известняков и доломитов с прослоями алевролитов и песчаников. Она прорвана пироксенит-габбровым *малобирюсинским комплексом* и более молодым монцонит-диорит-гранодиоритовым *инжигейским комплексом*. Оба комплекса считаются раннекембрийскими.

На этих свитах с размывом залегает *киченская свита* мощностью до 1900 м. Состав ее терригенный с изменением зернистости от алевролитовой до конгломератовой. Отмечаются туфогенно-терригенные отложения. Возраст условно принят среднекембрийским.

Более молодые гранитоиды *бугульминского комплекса* считаются ордовикскими. Изотопные данные свидетельствуют о его внедрении на границе ордовика и силура. В составе комплекса выделяется три фазы: первая фаза – граниты умеренной щелочности и граносиениты, вторая – лейкограниты и альбититы, третья – двуслюдяные граниты.

На востоке Окино-Ильчирского прогиба на рифейском фундаменте в венде заложился **Сархойско-Хубсугульский прогиб**, который также соединялся с морским бассейном Сибирской платформы. От венда до среднего кембрия в этом прогибе накапливались карбонатные отложения, внизу преимущественно доломитовые, а вверху – известняковые. Они объединены в *боксонскую серию* в составе забитской, табинзуртинской, хужиртайской, нюргатинской и хютинской свит. Основание серии неизвестно. Нижняя видимая ее часть, относимая к венду, представлена *забитской свитой* мощностью 350–1500 м. Сложена она доломитами, часто углеродистыми с **линзами боксит-аллитов (Боксонское месторождение)**, кремней, углеродисто-кремнистых сланцев и **фосфоритов**. Внизу свиты присутствуют прослои карбонатных конгломератов. На забитской свите с перерывом залегает *табинзуртинская свита* мощностью 500–700 м, сложенная доломитами с линзами углеродисто-кремнистых сланцев, **фосфоритов**. В основании свиты наблюдается **горизонт бокситов-аллитов**. По комплексу остатков водорослей ее возраст определяется томмотским веком раннего кембрия. Согласно выше залегает *хужиртайская свита* мощностью 450–700 м. Это преимущественно светло-серые известняки со скелетной фауной атдабанского яруса нижнего кембрия. Она согласно перекрыта *нюргатинской свитой* мощностью 710 м, сложенной преимущественно темно-серыми известняками, в средней части разреза свиты глинистыми, внизу – с линзами аллит-карбонатных брекчий. Нюргатинская свита по палеонтологическим данным относится к ботомскому и тойонскому ярусам нижнего кембрия. Завершает разрез боксонской серии *хютенская свита* мощностью около 100 м с фаунистическими остатками амгинского яруса среднего кембрия. Состоит она из глинистых и песчано-глинистых известняков с прослоями углеродистых алевросланцев.

К среднему кембрию относятся габброиды *хойто-окинского комплекса* с вариациями состава от перидотитового до диоритового. В отдельных зонах они имеют повышенную щёлочность, ассоциируют с сиенитами и щелочными породами, объединяемыми в *гутарский комплекс*. Среднекембрийскими также считаются массивы *таннуольского комплекса*. Состав его изменяется от диоритового до гранит-плагиогранитового.

Выше располагаются терригенные отложения *мангатгольской свиты* с глинисто-карбонатными сланцами и линзами олистостромовых образований мощностью 140–1700 м. По палеонтологическим данным они датируются поздним кембрием-ордовиком.

По палеонтологическим данным в районе выделяются ордовик-силурийские вулканогенно-терригенные отложения *яматинской свиты* мощностью 350–550 м. Состав терригенных отложений изменяется от конгломератов до алевроглинистых сланцев, вулканитов – от андезитов до риолитов. Присутствуют туфогенно-терригенные и субвулканические образования. Ее перекрывает *дабанжалгинская свита* мощностью около 700 м. Она состоит из битуминозных известняков, углеродисто-кремнистых сланцев с прослоями фтанитов, лидитов, кремнистых брекчий, туфопесчаников, доломитов и фосфоритов.

В восточной части области с долей условности к силуру отнесены тектониты *советского комплекса*, представляющие собой серпентиновый и полимиктовый меланж. Условно силурийский возраст имеет *барунхолбинский комплекс*, объединяющий мелкие тела метагаббро и метадиоритов. Здесь же широко распространены массивы гранитоидов. Их выделяют в *сумсунурский, мункусардыкский или бабхинский* (Хамар-Дабанский район) *комплексы*. Состав этих комплексов меняется гомодромно от диоритов до гранитов-плагиогранитов. Изотопные данные (453–481 млн. лет) указывают на их ордовикский возраст. Но так как они прорывают отложения с ордовик-силурийским возрастом, их относят к силуру.

На юго-востоке области расположена **Джидинская структурно-формационная зона** каледонид. Ее иногда относят к Монголо-Охотской палеозойской складчатой области. Джидинская зона расположена к северо-западу от Монголо-Охотской шовной зоны (глубинного разлома), в связи с чем ее принадлежность к Монголо-Охотской складчатой области сомнительна. Более логично считать её восточным продолжением Алтае-

Западно-Саянской области, с которой она имеет значительное сходство и соединяется с ней через север Монголии.

Наиболее древние породы в пределах зоны относятся к офиолитовой ассоциации. Внизу разреза выделяется *оронгодойская свита*, возраст которой считается условно вендским. С окружающими образованиями она имеет тектонические контакты. Сложена свита известняками, карбонатными и слюдистыми сланцами, ортосланцами, песчаниками и конгломератами. К венду же с большой долей условности относят массивы ультраосновных пород *цакирского комплекса* в протрузивном залегании. Подчинённую роль в его составе играют габброиды.

Более молодые отложения объединены в *хохюртовскую свиту,* которая содержит археоциаты, водоросли и губки раннего кембрия. Состоит она из вулканитов основного, в меньшей степени кислого составов. Основные вулканиты часто превращены в спилиты. С вулканитами ассоциируют туфогенно-терригенные и карбонатные отложения. Отмечается сокращение объёма вулканитов в разрезе с юга на север. Комагматичными вулканитам хохюртовской свиты считаются габброиды *барунбильчирского комплекса*. Они слагают согласные со складчатостью массивы площадью 10–50 км^2.

Выше расположена *джидинская свита* ранне-среднекембрийского возраста, состоящая из терригенных и карбонатных пород. Возможно, на одном возрастном уровне с ней находится *бадарингольская свита* с вулканитами пёстрого состава: от базальтов до риолитов, с преобладанием средних разностей. К ранне-среднекембрийскому возрасту относится и *джидинский интрузивный комплекс*, состав которого изменяется от габбро-диоритового до плагиогранитового в гомодромной последовательности.

Завершает разрез геосинклинальных образований молассовая красноцветная, континентальная грубообломочная *хурликская свита*. Возраст ее условно считается силур-девонским. В это же время внедрились тела *позднеджидинского сиенит-гранитового комплекса*. С этим комплексом связаны **месторождения молибдена (Первомайское) и вольфрама (Холтосонское, Инкурское)**.

Позднепалеозойские образования формировались в условиях межгорных прогибов, которые заполнялись груботерригенными и вулканогенными отложениями. Широкое распространение получили интрузивные образования.

На западе области выделяется **Удино-Агульский прогиб**. Его строение осложнено поднятиями и впадинами. Отрицательные структуры представляют собой вулкано-тектонические депрессии изометричной формы. Выделяется два этапа формирования прогиба.

Стратифицированные породы первого этапа объединены в *нерхинскую свиту* терригенно-вулканогенного состава мощностью 700–2050 м, залегающую на подстилающих образованиях с угловым несогласием. В ее составе выделяется 4 подсвиты, отвечающие фазам вулканических процессов, проявлявшихся в наземной обстановке. Первая подсвита представлена лавами и туфами дацитов, трахидацитов, андезибазальтов с прослоями туфопесчаников; вторая – базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, андезитов с прослоями туффитов и туфоалевролитов; третья – риолитов, трахириолитов, дацитов с прослоями туфоалевролитов; четвертая – базальтов, андезитов, трахиандезитов. С каждой подсвитой связан свой комплекс субвулканических образований, аналогичный по составу наземным образованиям. С кислыми разностями связаны пропилиты и вторичные кварциты. Возраст нерхинской свиты по находкам отпечатков растений и по изотопным данным находится в пределах от позднего ордовика до раннего девона.

Нерхинская свита прорвана комагматичными кислым вулканитам гранитоидами *огнитского комплекса*, массивы которых распространены и далеко за пределы Удино-Агульского прогиба. Комплекс состоит из трех фаз с гомодромным изменением состава от сиенитово-диоритового до гранитового, аляскитового, щелочногранитового. С ним связаны скарны, грейзены и вторичные кварциты с **вольфрам-молибденовым орудене-**

нием. Возраст его определяется, как и нерхинской свиты, в рамках от позднего ордовика до раннего девона.

На породах огнитского комплекса с размывом залегает вулканогенно-терригенная *хальтинская свита* мощностью 650–800 м. Терригенные отложения внизу разреза представлены преимущественно конгломератами, вверху преобладают песчаники и появляются алевролиты. Вулканогенные отложения имеют пестрый состав. Среди них наблюдаются лавы и туфолавы риолитов, трахитов, андезитов и базальтов.

К позднему палеозою в этом районе относятся дайки долерит-лампрофирового *дарликского комплекса*. Здесь же наблюдается *хайламинский комплекс* щелочных гранитов и апогранитов, который по изотопным данным имеет возраст пермо-триасовый. С этим комплексом связаны альбититы с **тантал-ниобиевой минерализацией**, онгонитоподобные гранит-порфиры, грейзены с **олово-вольфрамовым оруденением**.

На востоке области также присутствуют позднепалеозойские образования. Внизу их разреза выделяется *окинская серия* в составе хурайжалгинской, хурэнской свит и зусалантайской толщи. По палеонтологическим данным они с долей условности отнесены к раннему девону. *Хурайжалгинская свита* залегает с размывом на подстилающих образованиях и имеет мощность около 500 м. Сложена она песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и углеродисто-глинистых сланцев, линзами известняков. В основании разреза расположен маркирующий горизонт доломитов и их брекчий. Для хурайжалгинской свиты предполагается возможность позднесилурийского возраста. *Хурэнская свита* мощностью 300–1000 м в основном вулканогенная. Состав вулканогенных образований изменяется от базальтового до андезидацитового. Они сопровождаются субвулканическими дайками и силами габброидов. Отмечаются прослои туфопесчаников, линзы гематитовых кварцитов и известняков. В зонах повышенного метаморфизма породы свиты превращены в метаморфические и кристаллические сланцы. *Зусалантайская свита* мощностью 1500 м нормальных взаимоотношений с подстилающими образованиями не имеет. Состоит она из терригенно-глинистых отложений, превращенных в зонах метаморфизма в метаморфические и кристаллические сланцы. Окинская серия прорвана дайками и силами габброидов и перидотитов *окинского комплекса* и мелкими телами диорит-габбро-долеритового *дибинского комплекса* условного раннедевонского возраста.

К раннему девону по набору палеонтологических остатков с определенной долей условности также отнесена *яманайбайсинская толща* мощностью 80 м. Сложена она ритмично переслаивающимися гравелитами, песчаниками, мергелями и доломитами с линзами конгломератов и олистостромовых отложений.

В этой же части области получили распространение многочисленные интрузивные тела, относимые к середине палеозоя. Они объединены в ряд комплексов. Наиболее древним из них считается *хужиртайгорхонский комплекс* пестрого состава, объединяющий массивы сиенитов, габбро, пироксенитов, перидотитов и диоритов. Более молодой *урикский комплекс* сформировался в три фазы. Его состав изменяется гомодромно от диоритового в первой фазе до гранитового с пегматитами в третьей фазе. Урикский комплекс прорван массивами щелочных и нефелиновых сиенитов *ботогольского комплекса*. В щелочных сиенитах комплекса на контактах с карбонатами монгошинской свиты располагается **Ботогольское контактово-метасоматическое месторождение графита**. В Хамардабанском районе ему соответствует *малобыстринский комплекс* щелочных сиенитов.

Далее к востоку области присутствует *илеирская толща* вулканитов мощностью 400–500 м. Их состав колеблется от риолитового, трахириолитового до андезидацитового. Наблюдаются как лавовые, так и туфогенные и игнимбритовые фации с прослоями туффитов. Они сопровождаются жерловыми, экструзивными и субвулканическими образованиями.

Выше располагается *сагансайрская свита* мощностью более 800 м. Внизу ее разреза залегают карбонатные конгломераты с прослоями песчаников и доломитов. Вверх по разрезу они сменяются песчаниками и вулканогенными образованиями с составом от

риолитового до андезидацитового с прослоями аргиллитов, конгломератов и доломитов. Они сопровождаются субвулканическими телами. По палеонтологическим данным возраст свиты находится в пределах от среднего девона до раннего карбона.

В позднем палеозое на востоке области также выделяется ряд интрузивных комплексов. Наиболее древний из них – *сархойский комплекс* формировался в три фазы. Первая фаза имеет диорит-габбровый состав. С ней связаны пропилиты. Вторая фаза представлена гранитами и лейкогранитами со скарнами в экзоконтактовых зонах. Третья фаза – это лейкограниты, мелкие тела гранит-порфиров, гранит-аплитов, риолитов, трахитов, пегматиты, грейзены, скарны, кварц-анкерит-сульфидные метасоматиты. В Хамардабанском районе на этом уровне выделяется диорит-граносиенит-гранитовый *бабхинский комплекс*, в основном распространенный в Джидинской зоне.

Более молодым считается *самсальский комплекс* гранит-лейкогранитового состава. Породы часто с амазонитом. С этим комплексом связаны **пегматиты, иногда с амазонитом и редкометалльным оруденением, жилы молибденит-флюоритовые, слюдисто-кварцевые с бериллом**.

Широко распространены дайковые комплексы позднего палеозоя. Это дацит-риолитовый *холбинский комплекс*, долерит-лампрофировый *урдагарганский и дарликский комплексы*, серпентинит-лиственит-березитовый *зунхолбинский комплекс, хонченский комплекс* щелочных гранитов и сиенитов. Последний комплекс, возможно, внедрялся уже в мезозое.

В Хамардабанском районе на границе палеозоя и мезозоя внедрились мелкие тела *битуджидинского комплекса*. В его составе выделяется три фазы. Первая фаза представлена дайками долеритов, вторая – дайками гранитов, третья – штоками, дайками лейкогранитов, риолитов, аплитов, онгонитов, амазонитовых гранитов, топаз-кварцевыми и кварцевыми жилами.

На востоке Джидинской зоны также известны позднепалеозойские образования. Наземные фации объединены в *гунзанскую серию* пермского возраста, сложенную наземными вулканитами в ассоциации с грубообломочными отложениями. Состав вулканитов внизу трахиандезитовый, вверху – трахириолитовый. Они прорваны многофазным *бичурским комплексом* с изменением состава от габбрового до гранитового.

В восточной части региона выявлены **многочисленные месторождения коренного золота: Зун-Холбинское, Зун-Оспинское, Барун-Холбинское и др**.

Мезозойские образования представлены ограниченным объемом пород. В центральной части области присутствуют осадочные отложения *ванькинской свиты* мощностью до 360 м. В основании ее разреза залегают конгломераты и гравелиты. Выше появляются, а затем преобладают песчаники с линзами углей. Вверху снова преобладают конгломераты и гравелиты. Возраст свиты по флористическим остаткам установлен раннеюрским.

Выше с размывом залегает *бутугольская свита* мощностью 40–50 м. Она состоит из переслаивающихся песчаников, аргиллитов, гравелитов, конгломератов. По флористическим остаткам возраст свиты находится в пределах от поздней юры до раннего мела.

В мезозое здесь внедрились дайки *хундыгойского комплекса*. В его составе наблюдаются трахидолериты, габбродолериты, трахиты, пикробазальты, сиенит-порфиры.

Кайнозойские образования. В кайнозое формируется современный горный интенсивно расчленённый рельеф. На восточную часть региона наложены околорифтовое **Китойско-Тункинское поднятие** с отметками, достигающими 3300 м, и рифтогенная **Тункинская впадина** с отметками днища от 500 до 1700 м, связанные с формированием Байкальской рифтовой области. Выделяется также **Окинский межсводовый массив** с отметками высот 1500–2400 м.

Кайнозойские образования в основном сосредоточены в Тункинской впадине или вблизи нее и представлены осадочно-вулканогенными отложениями. Внизу залегают палеоценовые породы мощностью 60 м. Представлены они туфами трахибазальтов, ту-

фопесчаниками, туфоалевролитами, конгломератами. Выше они сменяются олигоцен-неогеновыми отложениями *танхойской свиты* мощностью более 1500 м. В олигоцене накопились озерно-аллювиальные глинисто-алевролитовые **угленосные отложения, представляющие месторождения,** мощностью 400 м. В неогене на фоне озерного литогенеза происходили извержения базальтоидной магмы, образовавшие базальтовый покров. В отложениях миоцена известны **месторождения бурого угля.** Плиоценовые и четвертичные отложения – это аллювиально-пролювиальные и озерные, конгломерато-галечные и песчано-глинистые осадки с туфами базальтоидов. В четвертичное время получили распространение и ледниковые отложения – производные горно-долинных ледников, сползавших с соседних гор. Выделяется три ледниковых периода. Вулканическая деятельность интенсивно проявилась в кайнозое и в пределах Окинского массива, где образовалось базальтовое плато мощностью до 400 м, и проявлялась дискретно. Состав вулканитов, как и во всей Байкальской рифтогенной области, был преимущественно базальтоидный повышенной щёлочности вплоть до появления щелочных разностей. Начало вулканической деятельности приходится на палеоген, когда формировались разобщенные вулканические постройки центрального типа. Наиболее интенсивной она была в миоцене и характеризуется трещинными излияниями с образованием базальтовых плато. Последние извержения центрального типа приходятся на четвертичный период.

В пределах Тункинской впадины и в её окружении известны многочисленные **источники минерализованных вод**, имеющих важное бальнеологическое значение (Аршан, Нилова Пустынь, Шумак).

2.3. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Историю геологического развития региона можно проследить от раннего архея до настоящего времени с некоторыми перерывами, не имеющими геологической документации.

В **архейское время** Восточно-Саянский регион составлял единое целое с территорией Сибирской платформы. Здесь в раннем архее, как и на остальной части Восточной Сибири, формировалась первичная кора. В течение раннего архея повсеместно накапливались осадочно-вулканогенные отложения. Вулканиты имели широкий спектр петрохимического состава: от ультраосновного до кислого. Среди осадочных отложений преобладали хемогенные разности. Суперкрустальные образования были прорваны интрузивными образованиями также разнообразного состава. Они подверглись линейной складчатости субмеридионального простирания, характерного для юга Сибирской платформы, метаморфизму гранулитовой фации и интенсивной гранитизации с образованием гранитогнейсовых куполов и широких полей образований типа «серых гнейсов».

В позднем архее на серогнейсовом фундаменте сформировались зелёнокаменные пояса с вулканитами от ультраосновного до кислого состава и терригенно-карбонатными отложениями. Они прорваны интрузиями также с широким спектром состава. В конце архея проявился метаморфизм преимущественно амфиболитовой фации, складчатость меридионального простирания и гранитизация с образованием гранитогнейсовых куполов и обширных полей автохтонных гранитоидов и мигматизации.

Раннепротерозойский этап характеризуется накоплением осадочных отложений в условиях мелководных прогибов протоплатформенного режима, наложенных на архейский фундамент. В настоящее время они слагают структуры антиклинорного типа, ограниченные разломами. Широкое развитие получили мощные пачки карбонатных отложений. Они чередовались с песчано-глинисто-мергелистыми осадками. Возможно, в небольших объёмах проявился вулканизм. Наземные образования прорваны мелкими телами габброидов. Более широкое распространение получили гранитоиды китойского и дербинского комплексов, сформировавшиеся преимущественно в конце раннего протерозоя, приуроченные к карельской фазе складчатости и метаморфизма.

В породах раннего протерозоя преобладали условия метаморфизма амфиболитовой фации. В Слюдянском антиклинории отмечается зональность метаморфизма от гранулитовой фации до зелёносланцевой. Раннепротерозойский возраст метаморфизма, в связи с получением «молодых» изотопных датировок, подвергается сомнению.

Образования раннего протерозоя смяты в линейные складки северо-западного и широтного простираний, подчёркивающих наметившийся край Сибирской платформы.

В **позднепротерозойский этап** в краевой части Сибирской платформы возникло относительно устойчивое поднятие, у подножия которого заложился Присаянский перикратонный прогиб. Частично он захватывал и современные складчатые сооружения Восточносаянского региона. Основные тектоно-магматические процессы сместились к юго-западу, в сторону от Сибирской платформы. Здесь возникла серия прогибов разного тектонического типа. На северо-западе возник Кувайский прогиб, выполнявшийся осадочно-вулканогенными образованиями. Вначале существовали субплатформенные условия и накапливались осадочные, преимущественно карбонатные отложения. Затем прогиб приобрёл рифтогенный облик, что привело к интенсивному вулканизму трахибазальтового состава с широким распространением туфогенных фаций. Они прорваны интрузиями основного состава.

В середине рифея породы прогиба подверглись линейной складчатости северо-западного простирания и зональному метаморфизму в условиях от зелёносланцевой до амфиболитовой фаций. Эти процессы сопровождались гранитоидным магматизмом с образованием гранитогнейсовых куполов.

После перерыва вновь возобновилось опускание и накапливались осадочные отложения в трансгрессивной последовательности. Вначале происходило терригенное осадконакопление, а затем – карбонатное.

К юго-востоку от Кувайского прогиба существовал Окино-Ильчирский прогиб геосинклинального типа с офиолитовой ассоциацией вначале. Их сменили карбонатные отложения. На границе среднего и позднего рифея произошло поднятие, складчатость и метаморфизм преимущественно зелёносланцевой фации. Затем в субаквальных условиях вновь стали накапливаться осадочно-вулканогенные отложения, но уже орогенного типа.

Далее к востоку в позднем протерозое возник Хамар-Дабанский прогиб, где в мелководных неустойчивых условиях накапливались фациальноизменчивые осадочно-вулканогенные отложения с вулканитами пёстрого состава.

В венде регион испытал поднятие, складчатость и внедрились гранитоиды.

Фанерозойский этап развития начался в конце венда. Активные тектоно-магматические процессы проявлялись ещё далее к юго-западу и югу. Здесь формировалась Алтае-Западно-Саянская складчатая область.

На востоке региона возник Джидинский прогиб рифтогенного (или геосинклинального) типа. Вначале, в венд-раннекембрийское время, в мелководных условиях формировалась ассоциация образований, сходная с офиолитовой. Во второй половине кембрия её сменили осадочные отложения с вулканитами пёстрого состава. В конце кембрия, а возможно в ордовике, эти образования подверглись складчатости и внедрению гранитоидов. В силуре здесь существовал орогенный режим, накапливались отложения молассового типа, внедрились гранитоиды.

В последующем образования раннего палеозоя подверглись интенсивному шарьяжированию и в виде тектонических пластин проникали в образования позднего протерозоя.

На территории распространения докембрийских образований в раннем палеозое возникли наложенные прогибы. Они повсеместно стали накапливаться после поднятия и денудации докембрийских образований, и потому внизу располагаются терригенные отложения. Выше их сменили преимущественно карбонатные осадки. Эти прогибы в венд-раннекембрийское время представляли единое целое с бассейном осадконакопления Сибирской платформы. Здесь существовал край этого бассейна, и потому среди карбонат-

ных отложений отмечаются прослои терригенных отложений. В пределах прогибов проявлялся вулканизм преимущественно среднего и кислого составов.

Формирование этих прогибов происходило в несколько этапов, разделённых поднятиями и внедрением интрузивов, как основного, так и кислого составов.

В девонское время регион представлял собой горную страну с межгорными прогибами, которые заполнялись осадочно-вулканогенными отложениями. Среди осадочных отложений преобладали грубообломочные разности. Вулканиты имели пёстрый состав, обычно повышенную щёлочность с широким развитием эксплозивных, жерловых и субвулканических фаций. В формировании прогибов выделяются две стадии. В перерыве между ними внедрились гранитоиды, широко распространённые во всём регионе.

Вторая половина палеозоя характеризуется интенсивным плутоническим магматизмом. Преобладали гранитоиды, часто повышенной щёлочности вплоть до появления щелочных разностей.

В юре регион снова превратился в горную область, продукты разрушения которого сносились в Предсаянский прогиб на краю Сибирской платформы. Затем регион подвергся пенепленизации. Новая активизация тектонических процессов приходится на начало кайнозоя. Интенсивность их во времени возрастала. В результате возникло сводовое поднятие, превращённое в результате эрозии в горную страну.

На восточную часть региона наложились процессы рифтогенеза, возникла Тункинская впадина, и интенсивно проявился вулканизм. Он был сосредоточен в пределах этой впадины и на Окинском плато. В чевертичное время в регионе широкое развитие получило горно-долинное оледенение.

Контрольные вопросы

1. Границы.
2. Структуры первого порядка.
3. Глубинное строение.
4. Основные черты геологического строения Шарыжалгайского и Бирюсинского выступов фундамента платформы.
5. Основные черты геологического строения Слюдянского и Дербинского антиклинориев.
6. Основные черты геологического строения Кувайского и Окино-Ильчирского позднепротерозойских прогибов.
7. Основные черты геологического строения Сархойско-Хубсугульского и Джидинского венд-раннепалеозойских прогибов.
8. Особенности раннедокембрийского периода развития.
9. Особенности позднедокембрийского периода развития.
10. Особенности раннепалеозойского периода развития.
11. Особенности среднепалеозойского периода развития.
12. Особенности мезокайнозойского периода развития.

3. БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В основу описания области положены следующие материалы.

1. Булдыгеров В. В. Введение в региональную геологию : учеб. пособие / В. В. Булдыгеров. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2006. – 98 с.

2. Булдыгеров В. В. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса / В. В. Булдыгеров, В. Н. Собаченко. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2005. – 184 с.

3. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500 000. – Чита, 1997. – 239 с.

4. Геологическая карта Республики Бурятия масштаба 1 : 500 000.

5. Докембрий Патомского нагорья / А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Перевалов и др. – М. : Недра, 1995. – 352 с.

6. Сводная легенда Муйской серии листов Государственной геологической карты Российской федерации масштаба 1:200 000 / Н. Н. Митрофанова, В. В. Булдыгеров, А. Г. Филиппов. Утверждена НРС МПР России 24.6.1997 г. – Иркутск : ВостСибНИИИГ-ГиМС, 1997. – 160 с., 4 граф. прил.

7. Сводная легенда Бодайбинской серии листов Государственной геологической карты Российской федерации масштаба 1:200 000 / В. Л. Лившиц, Б. В. Яблоновский. ТГФ Иркутской области.

8. Результаты исследований автора учебника.

В географическом отношении Байкало-Витимская складчатая область занимает территорию Байкальской горной области. В её пределах выделяются Байкало-Патомское нагорье, состоящее из серии горных хребтов и массивов, Средне-Витимский и Баргузино-Витимский горные районы, Витимское плоскогорье, горы Западного и Восточного Прибайкалья. Горные хребты разделяют рифтогенные впадины: Байкальскую, Баргузинскую, Верхнеангарскую, Муйско-Куандинскую и ряд более мелких депрессий. Главные хребты располагаются по периферии впадин. Это (с юга на север и с запада на восток) Икатский, Баргузинский, Южно-Муйский, Верхне-Ангарский, Северо-Муйский. Максимальные абсолютные отметки отдельных вершин этих хребтов превышают 2000 м. Речная сеть принадлежит системе р. Лены и оз. Байкал. Основным водотоком является р. Витим. Его многочисленные притоки дренируют большую часть области. Наиболее крупными являются реки Мама, Мамакан, Муя, Куанда, Цыпа, Каренга, Конда. В пределах Байкало-Патомского нагорья берут начало такие реки, как Бол. Патом, Чуя, Чая, Киренга. В Байкал впадают реки Верхняя Ангара, Баргузин, Селенга.

3.1. ГРАНИЦЫ

Границы области во многом условные. Западная и северная дугообразная границы проводятся обычно по границе выходов чехла Сибирской платформы (см. рис. 1). На отдельных участках Патомского нагорья породы чехла платформы постепенно сменяются породами, которые выполняют Бодайбинский прогиб в пределах складчатой области. На этих участках граница области становится неопределённой.

На востоке граница с Алданского щита также нечёткая. Блоки архейских образований, сравнимых с породами Алданского щита, наблюдаются в пределах рассматриваемой области, как бы продолжая его. Южнее складчатые сооружения и поля геологических образований Становой области без всякого перерыва прослеживаются и в пределы Байкало-Витимской области. Поэтому здесь выделяется единая Селенгино-Становая зона. Иногда в качестве восточной границы области выделяют Нечерский разлом, но в геологической ситуации, как единое разрывное нарушение, он не устанавливается.

На юге граница Байкало-Витимской области более чёткая. Она проходит по Монголо-Охотской шовной зоне, по которой эта область граничит с Монголо-Охотской областью палеозойской складчатости.

Далее к западу в бассейне приустьевой части долины р. Селенги проводится условная граница с Енисее-Восточно-Саянской складчатой областью, которая во многом развивалась однотипно с рассматриваемой областью. Здесь выделяются образования, единые для обеих областей.

Существует и альтернативная точка зрения на западную и северную границы. Согласно ей граница складчатой области с Сибирской платформой проводится по системе разломов, отделяющих блоки раннедокембрийских образований, как выступы фундамента Сибирской платформы, вместе с наложенными на их внутренние части прогибами. На западе это Приморский разлом, к северу он сменяется Нюрундуканским и далее по дуге – Сюльбанским.

3.2. ОСНОВНЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ТЕКТОНИЧЕСКУЮ ПРИРОДУ ОБЛАСТИ

Взгляды на тектоническую природу Байкало-Витимской складчатой области весьма противоречивы. Споры по этому вопросу начались на ранней стадии её изучения и не утихают до сих пор.

Первые исследователи геологии юга Восточной Сибири И. Д. Черский и В. А. Обручев высказали мнение, что главные тектоно-магматические события в области завершились в раннем докембрии. Эту точку зрения отразил в своей монографии «Лик Земли» австрийский геолог Э. Зюсс, назвав рассматриваемый регион «древним теменем Азии». В более позднее время сходную точку зрения отстаивал в своей монографии «Нижний протерозой Байкальской горной области» В. С. Федоровский (1985).

Л. Делоне и М. М. Тетяев пришли к выводу, что Байкальская горная область является зоной каледонид. Впоследствии эту точку зрения разделила В. Г. Беличенко, издав в 1977 г. монографию «Каледониды Байкальской горной области».

В 1932 г. Н. С. Шатский выделил рассматриваемую область как тектонотип байкалид. В дальнейшем существование здесь байкалид отстаивали Л. И. Салоп в монографии «Геология Байкальской горной области» (1967) и А. Н. Булгатов в монографии «Тектонотип байкалид» (1983).

С появлением концепции тектоники литосферных плит ряд исследователей эту область стали рассматривать как реликт океана и его окраин (К. А. Клитин, Э. Г. Конников, И. В. Гордиенко и др.) или как коллаж террейнов (А. Н. Булгатов).

Как показывает анализ фактического материала, Байкало-Витимская складчатая область сформировалась в пределах фундамента Сибирской платформы в результате неоднократной тектоно-магматической активизиции под воздействием плюма неоднократно возобновлявшегося.

Реликты фундамента платформы представлены многочисленными блоками, сложенными раннедокембрийскими образованиями. Основной структурный рисунок области сформировался в позднем протерозое, в байкальский тектоно-магматический цикл, когда оформилась Байкало-Патомская дугообразная система на севере области. В это время на краевую часть фундамента платформы наложились прогибы, выполненные мощными толщами осадочных отложений с вулканитами, а в центральной части области возник рифтогенный Байкало-Муйский прогиб. В дальнейшем тектоно-магматическая активизация области происходила в раннем и позднем палеозое, на её юге – также в мезозое и, наконец, в кайнозое, когда сформировалась и продолжает развиваться Байкальская рифтогенная система.

Главные особенности строения области обусловлены её развитием, как активизированного края фундамента Сибирской платформы. В её пределах большую площадь за-

нимают выходы раннедокембрийских образований, представляющих собой реликты этого фундамента. Характер структур также во многом определяется близостью устойчивой Сибирской платформы. В позднем протерозое интенсивность тектоно-магматических процессов возрастала по мере удаления от платформы. На границе с нею расположен дугообразный почти полностью амагматичный перикратонный прогиб, за которым располагается дугообразная система блоков раннедокембрийских образований. На внутренних склонах этих блоков сохранилась также дугообразная система прогибов, в пределах которых неоднократно проявлялись вулкано-плутонические процессы. Затем расположен дугообразный рифтогенный прогиб с интенсивной магматической деятельностью. Южнее рифейские образования наблюдаются фрагментарно, но по ним устанавливается, что и здесь активно проявился магматизм. В раннем палеозое тектоно-магматическая активность также возрастала с севера на юг. В позднем палеозое и мезозое она больше всего проявилась на юге области.

3.3. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Структурный рисунок области определяется дугообразным структурным направлением в северной её половине (так называемой **Байкало-Патомской дуге**) и северо-восточным – на юге (см. рис 19).

На границе с Сибирской платформой расположен **Байкало-Патомский перикратонный прогиб**, выполненный мощной ритмично построенной толщей осадков позднего протерозоя и раннего палеозоя. Его строение рассматривается в составе Сибирской платформы. На западе области из-под чехла платформы обнажается **Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс**, сформировавшийся во второй половине раннего протерозоя.

Далее к центру области располагается дугообразная система блоков (глыб) раннедокембрийских пород. На западе области располагается **Байкальская глыба**. Далее к северу по дуге выходят **Чуйская, Тонодская, Нечерская, Северо- и Южно-Муйская, Амалатская глыбы**. В южной половине области наблюдаются ещё серия относительно небольших выходов раннедокембрийских образований. Вместе с Амалатской глыбой они составляют часть выделенного Е. Н. Алтуховым **Баргузинского микроконтинента**, по-видимому, крупного блока фундамента платформы. В настоящее время большая часть Баргузинского мегаблока занята **Ангаро-Витимским полихронным батолитом**, формировавшимся преимущественно в результате неоднократной гранитизации раннедокембрийского субстрата.

На внутренней стороне этих глыб располагается дугообразная система прогибов рифейского времени (с запада на восток по дуге): **Олокитский, Мамский, Бодайбинский, Делюн-Уранский**. Первоначально они, вероятно, представляли собой единый **Байкало-Витимский островной бассейн** осадконакопления, занимавший всю или почти всю область и соединявшийся с Байкало-Патомским перикратонным прогибом. В дальнейшем в результате тектонических движений они были разобщены и в настоящее время выступают как самостоятельные структуры. Выполнены они мощными ритмичными осадочными коррелируемыми между собой рифейскими толщами с вулканитами.

Осевую часть Байкало-Патомской дуги занимает **Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс (рифтогенный прогиб)** позднерифейско-вендского времени. Он состоит из двух ветвей, Байкальской и Муйской, разделённых гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. В строении прогиба преобладают вулканогенные и интрузивные образования.

К югу от Байкало-Муйского прогиба располагается рифейский **Котеро-Уакитский прогиб**, выполненный осадочной толщей, внизу разреза с вулканитами. Он состоит из двух частей: Котерской и Уакитской, разделённых гранитоидами Ангаро-Витимского батолита.

Центральная часть области занята **Удино-Витимским венд-раннепалеозойским прогибом**, наложенным на докембрийские образования.

Юг области занят юго-западной частью **Селенгино-Становой зоны** неоднократной тектоно-магматической активизации. Она прослеживается к северо-востоку почти до Охотского моря и продолжается на юго-запад на территорию Монголии.

3.4. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Байкало-Витимская область полностью входит в пределы мантийного диапира, обусловившего формирование Байкальской рифтовой системы. Поэтому граничные скорости продольных сейсмических волн на разделе кора–мантия пониженные и составляют 7,7–7,8 км/сек. Образования с пониженной вязкостью располагаются в пределах от 60 до 250 км. Его природа объясняется наличием расплава базальтового состава в количестве 1–5 %.

Мощности литосферы весьма изменчивы и колеблются в пределах от 40 до 70 км. Структура земной коры также характеризуется большой неоднородностью. Большая её часть характеризуется мощностями 40–45 км (см. рис. 3). Под рифтогенными впадинами она понижается до 36–38 км, а под горными сооружениями повышается, местами до 50–55 км. Изменение мощности коры происходит скачкообразно по глубинным разломам.

Мощность «базальтового» слоя колеблется в пределах 19–25 км (см. рис. 4), а в Северном Прибайкалье, по мнению некоторых геофизиков (А. М. Алакшин, Б. М. Писменный и др.), он выходит на современную поверхность. В его пределах плотность пород возрастает по направлению к мантии. Строение «базальтового» слоя характеризуется относительно слабыми латеральными вариациями. Скорости продольных волн постепенно повышаются (от 6,8 до 7,2 км/сек). Кровля «базальтового» слоя не всегда хорошо выражена.

Мощность «гранитного» слоя колеблется от 18 до 22 км (см. рис. 5). В основном он сложен гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Строение его отличается большой неоднородностью. Осадочно-метаморфические образования (осадочный слой) слагают на большей части области провесы кровли в нем мощностью до первых километров. В современных рифтогенных впадинах наблюдаются мощные толщи рыхлых отложений. Наибольшая их мощность устанавливается на севере Байкала, где, по геофизическим данным, составляет более 9 км, в остальных впадинах обычно не превышает 1 км.

3.5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Байкало-Витимская область сформировалась на раздробленном фундаменте краевой части Сибирской платформы, сложенном раннедокембрийскими образованиями, в основном в позднем протерозое. Но в палеозое и кайнозое, а на юге и в мезозое подверглась воздействию довольно интенсивных тектоно-магматических процессов. В ее пределах выходят породы с возрастом от архея до кайнозоя.

3.5.1. РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннедокембрийские образования широко распространены в пределах области. Они слагают дугообразную цепочку глыб (с запада и далее по дуге): Байкальскую, Чуйскую, Тонодскую, Нечерскую, Северо-Муйскую, Южно-Муйскую, Амалатскую и ряд мелких выходов, а также блоки в пределах Селенгино-Становой зоны.

Байкальская глыба занимает центральную большую часть озера Байкал. Слагающие ее породы обнажаются на островах и по берегам озера. Границы глыбы либо разломные (на западе глыбы это **Приморский разлом**), либо перекрыты более молодыми отложениями, либо уничтожены гранитоидными интрузиями.

На западных берегах озера и острове Ольхон слагающие глыбу образования объединены в *ольхонскую* серию. Внизу ее разреза залегают мрамора с переменным количеством графита. На них лежит пачка плагиогнейсов с прослоями кристаллосланцев и амфиболитов. Выше располагается кварцито-мраморная толща, а верхи серии сложены практически одними мраморами. Восстанавливается первично-осадочное происхождение большей части пород серии. Амфиболиты, кристаллосланцы и гнейсы в некоторых случаях соответствуют вулканитам. Общая мощность серии, по данным А. Е. Ескина, около 1500 м.

На восточном берегу озера породы глыбы объединены в *святоносскую серию*. Внизу располагается гранитизированные и мигматизированные разнообразные гнейсы. Выше среди них появляются прослои кристаллосланцев, мраморов, амфиболитов. Они сменяются толщей графитистых мраморов и кальцифиров, среди которых присутствуют прослои гнейсов, кристаллосланцев, редко кварцитов и амфиболитов. Вверху разреза вновь преобладают гнейсы и кристаллосланцы.

Метаморфизм пород глыбы гранулитовой и амфиболитовой фаций. Часто отмечается мигматизация. Складчатость многоплановая, неоднократная, часто изоклинальная, с вертикальным залеганием слоистости. Преобладает субмеридиональное структурное направление, параллельное краю Сибирской платформы, осложнённое гранитогнейсовыми купольными структурами.

Встреченные в пределах глыбы интрузивные породы представлены относительно небольшими секущими и пластовыми телами основного и ультраосновного составов. Более широко распространены тела гнейсо-гранитов, окруженные оторочками мигматизированных образований. Установлены и тела гранитоидов раннепалеозойского возраста.

Возраст пород Байкальской глыбы на основании регионального распространения гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма считался архейским или раннепротерозойским. Но в последнее время получены изотопные данные о раннепалеозойском возрасте гранулитового метаморфизма пород ольхонской серии. Это позволяет сомневаться в ее древнем возрасте. Наиболее вероятно мнение о чешуйчато-надвиговом строении западного побережья Байкала и тектоническом совмещении раннедокембрийских и раннепалеозойских образований.

Чуйская глыба почти со всех сторон ограничена разломами. На западе и северо-западе это **Даванская зона смятия**, на востоке – **Абчадская зона разломов.** На юге эти разломы сходятся. На севере она надвинута на образования чехла платформы, т. е. произошло перемещение масс в северо-западном направлении, либо её граница перекрыта с размывом рифейскими отложениями.

Слагающие глыбу породы объединены в *чуйскую толщу*. Это в основном разнообразные плагиогнейсы с редкими горизонтами, сложенными амфиболитами, кристаллосланцами и (или) мраморами. В кристаллосланцах установлено **Малоакитканское месторождение ювелирного кордиерита и александрита**. Породы толщи на многих участках интенсивно мигматизированы и гранитизированы, в результате чего образовались большие поля гранитогнейсов и палингенно-метасоматических гранитоидов. Гранитизация проявлялась неоднократно. Установлены, как минимум, четыре этапа гранитообразования: три этапа раннедокембрийских (ч*уйский, даванский, абчадский комплексы*), один рифейский и один палеозойский (*мамский комплекс*). В чуйском комплексе в качестве первой фазы выделяются плагиограниты, которые ранее объединялись в самостоятельный *угольканский комплекс*, что, по-видимому, более правильно. Отмечаются мелкие интрузивные тела основного состава, подвергшиеся метаморфизму вместе с толщей.

По данным В. А. Макрыгиной, восстанавливается преимущественная терригенно-вулканогенная первичная природа пород чуйской толщи. Причем преобладали, по-видимому, вулканиты кислого состава. Внутренняя структура толщи пока не расшифрована, поэтому мощность ее определяется предположительно в первые тысячи метров. Преобладают породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. По данным

А. И. Сизых, в породах толщи присутствуют также следы гранулитовой фации метаморфизма,

Возраст пород также достоверно не определен. Есть цифра изотопного анализа, отвечающая архею, но при повторных определениях проб из того же места она не подтвердилась. По породному составу, степени метаморфизма чуйская толща сходна с архейскими образованиями Нечерской глыбы.

На востоке Чуйской глыбы выходят образования нижнего протерозоя, объединенные А. Н. Дёминым в *верхнеокунайскую серию* в составе трех свит (снизу): *ильгирской, тывлыкитской и верхнетывлыкитской.* Однако более распространено название первой свиты «*иловирская*», а третьей – «*абчадская*». Состав их, по данным А. Н. Дёмина, следующий. Иловирская свита сложена чередующимися микрогнейсами, плагиогнейсами и амфиболитами. Первичный состав свиты предполагается как вулканогенно-терригенный. Тывлыкитская свита внизу сложена базальтоидами, превращенными в амфиболиты и амфиболовые сланцы, вверху – кислыми метавулканитами. Завершает разрез свиты горизонт слюдисто-кварцевых сланцев. Абчадская свита сложена преимущественно тремолит-доломитовыми мраморами, кое-где с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев и покровами вулканитов кислого и среднего составов. Метаморфизм пород серии амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Породы, сходные с верхнеокунайской серией, наблюдаются и вдоль западной окраины Чуйской глыбы, где А. С. Киренский их выделил в *маломинскую свиту.*

Тонодская глыба расположена на севере Байкало-Патомской дуги. По периферии она перекрыта рифейскими отложениями с корой выветривания в основании. На многих участках эти контакты с рифейскими отложениями тектонизированы.

В пределах глыбы выходят раннепротерозойские отложения, объединенные в *кевактинскую серию* в составе (снизу) *албазинской, михайловской и туюканской свит*. Сложена она песчано-алевролитовыми отложениями в переслаивании с глинисто-углеродистыми сланцами и вулканитами основного состава. Мощность разреза более 4000 м. Метаморфизм зональный от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой. Кевактинская серия прорвана гранитоидами *амандракского комплекса* с возрастом конца раннего протерозоя. Раннепротерозойский возраст кевактинской серии подтверждается относительно низким метаморфизмом пород и возрастом прорывающих ее гранитоидов.

Нечерская глыба расположена на северо-востоке Байкало-Патомской дуги. По периферии на слагающие её раннедокембрийские образования с корой выветривания залегают породы рифея. На некоторых участках границы глыбы разломные. В строении Нечерской глыбы принимают участие породы архейского и раннепротерозойского возрастов.

Архейские образования В. И. Лифшицем и Б. В. Яблоновским объединены в *нечерскую серию* в составе (снизу) *чепокской и олонгдинской свит*. Чепокская свита сложена разнообразными гнейсами и кристаллосланцами. В олонгдинской свите преобладают плагиогнейсы с редкими прослоями карбонатных пород вверху разреза. Породы серии содержат реликты гранулитовой фации метаморфизма. Большая часть пород метаморфизована в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях метаморфизма, имеющих регрессивный характер. Видимая мощность серии достигает 2 км. Архейский возраст серии определяется ее сходством с образованиями Алданского щита.

Нижнепротерозойские отложения расположены по периферии глыбы. На архейских образованиях они залегают со структурным и метаморфическим несогласием. Породы раннего протерозоя объединены в *илинакскую и ходоканскую свиты.* Илинакская свита сложена песчано-глинистыми отложениями, метаморфизованными вплоть до образования гнейсов и кварцитов. Мощность свиты составляет 610–760 м. Ходоканская свита имеет мощность 400–550 м и состоит из метапесчаников, метаалевролитов и углеродистых слюдистых сланцев. Эти образования сопоставляются, с одной стороны, с кевактин-

ской серией Тонодской глыбы, с другой – с удоканским комплексом Алданского щита, на основании чего относятся к раннему протерозою.

В пределах Нечерской глыбы широко распространены гранитоиды. В основном они относятся к *чуйскому комплексу*. Обычно их массивы окружены ореолами мигматизации и порфиробластеза. Возраст комплекса по изотопным данным определяется как конец раннего протерозоя. Относимые к этому комплексу в качестве первой фазы плагиограниты, по-видимому, являются более древними образованиями и должны выделяться в самостоятельный комплекс.

Северо-Муйская глыба расположена в северо-восточной части области. Границы ее преимущественно разломные. Лишь на юге на породы глыбы с угловым несогласием налегают рифейские отложения парамской серии и на северо-западе – венд-раннепалеозойские отложения мамаканской и янгудской серий.

Породы глыбы объединены в *джалтукскую серию* в составе трёх свит. Внизу она сложена гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами *илеирской свиты*, в средней части – ритмично построенной толщей кристаллосланцев, карбонатно-силикатных пород и кристаллических известняков *люнкутской свиты*, вверху – кристаллическими известняками *сирской свиты*. Серия смята в линейные складки северо-восточного простирания. У разломов, ограничивающих глыбу, наблюдается разворот структурных направлений параллельно этим разломам. Метаморфизм пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Возраст пород достоверно не установлен. Его считают либо архейским, либо раннепротерозойским. Последнее более вероятно.

Среди пород серии широко распространены палингенные гранитоиды *илеирского комплекса*. Они слагают согласные или слабо секущие тела, имеющие как постепенные переходы во вмещающие породы через зоны мигматитов, так и резкие границы. Возраст этих гранитоидов предположительно позднепротерозойский.

В пределах глыбы известны многочисленные **коренные проявления золота**, при разрушении которых образовались **россыпные месторождения**.

В пределах глыбы встречаются мелкие тела основного состава, метаморфизованные в одинаковой степени с вмещающими образованиями. В отдельных тектонических зонах они превращены в эклогитоподобные породы. Эти породы объединены в *янгудский комплекс* условно раннепротерозойского возраста.

По периферии и во внутренних частях глыбы расположены грабеноподобные структуры, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями рифейского возраста. Осадочные породы представлены широким спектром разновидностей от конгломератов до карбонатных пород. Вулканиты относятся к контрастной базальт-риолитовой серии. Они характеризуются повышенными содержаниями титана, фосфора и щёлочностью с преобладанием калия. Эти образования параллелизуют либо с парамской серией, либо с келянской свитой.

Более молодые образования – это дайки основного состава палеозойского возраста, а также штокообразные и вытянутые в северо-восточном направлении массивы палеозойских гранитоидов – сателлитов Ангаро-Витимского батолита. Наиболее крупный массив **Верхнепарамский**, который имеет форму штока.

Южно-Муйская глыба расположена к югу от Северо-Муйской. Она также ограничена сходящимися к югу разломами, а на севере перекрыта кайнозойскими отложениями Муйско-Куандинской впадины, отчего форма ее треугольная. Слагающие её породы объединяются в *киндиканскую серию*, в общем, имеющую сходные с джалтукской серией состав и строение. Внизу разреза преобладают гнейсы и кристаллосланцы с прослоями амфиболитов. Вверху – наблюдается ритмично построенная толща кристаллосланцев, карбонатно-силикатных пород и мраморов. Складчатость также линейная северо-восточного простирания. Но метаморфизм пород более глубокий. Здесь распространена амфиболитовая фация метаморфизма со следами гранулитовой, в связи с чем эту толщу

считают архейской. Но достоверных данных об этом нет. Она неравномерно, но интенсивно гранитизирована и мигматизирована. Возраст этих процессов также неясен.

В зонах разломов отмечаются линзы серпентинитов, возникших предположительно по породам ультраосновного состава. Имеются массивы палеозойских гранитоидов – сателлитов Ангаро-Витимского батолита.

К разломам, ограничивающим Северо-Муйскую, а также Южно-Муйскую глыбы, приурочены протрузивные массивы ультраосновных пород *парамского комплекса*. Наиболее крупные массивы парамского комплекса: **Парамский и Шаманский**. Они имеют в плане линзовидные формы и прослеживаются по геофизическим данным на глубину до 4–5 км. Время их протрудирования не установлено. Есть данные, что они внедрились в позднерифейские уже метаморфизованные и дислоцированные образования Байкало-Муйского вулкано-плутонического комплекса. Это противоречит отнесению их к офиолитовой ассоциации.

В **Амалатскую глыбу** объединяются глубокометаморфизованные породы на северо-востоке Витимского плоскогорья, слагающие разрозненные провесы кровли в Ангаро-Витимском батолите. Поэтому чётких ограничений она не имеет. Размеры отдельных выходов глыбы составляют от 25 до 3000 км^2.

Породы глыбы представлены разнообразными преимущественно лейкократовыми плагиогнейсами и кристаллосланцами. Преобладают разности с диопсидом. Среди них отмечаются линзовидные тела мраморов и кальцифиров. Метаморфизм пород гранулитовой фации с наложенным диафторезом амфиболитовой фации. Породы в значительной степени гранитизированы, мигматизированы и пронизаны пластовыми телами гранитоидов. Возраст пород достоверно не установлен, но считается архейским.

Строение Селенгино-Становой зоны будет рассмотрено далее в специальном разделе.

3.5.2. СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Северо-Байкальский полихронный вулкано-плутонический пояс расположен вдоль западной окраины Байкало-Патомской дуги, между Чуйским блоком и Сибирской платформой и имеет s-образный выход на современной поверхности. На юге и севере его простирание северо-восточное, в центральной части – меридиональное. Прослеживается он более чем на 600 км, от середины озера Байкал до бассейна р. Витим при видимой ширине до 60 км. По данным геофизических исследований, пояс продолжается к северу в теле платформы до бассейна р. Вилюй. Западная его граница, установленная под платформенным чехлом по геофизическим данным, располагается вблизи современных его выходов. С востока пояс ограничен **Даванской зоной смятия**. В его формировании выделяется три этапа, разделенных периодами прекращения вулканических процессов и осадконакопления, метаморфизма, поднятия и денудации.

Породы первого этапа выходят на юге вдоль побережья Байкала и отдельными блоками в северной части пояса (с юга на север): **Окунайский, Большеминский, Великандинский**. На юге они объединены в *сарминскую серию*, на севере – в *окунайскую свиту* и имеют осадочно-вулканогенный состав. Осадочные породы представлены терригенно-глинистыми отложениями. Состав вулканогенных пород изменяется от базальтового до риолитового нормальной существенно натриевой щелочности. Широко распространены туфы и туфогенно-осадочные отложения. Накопление их происходило в мелководном островном бассейне. Вулканиты сопровождаются субвулканическими интрузиями. Эти образования рассматриваются в качестве *большеминского вулканического комплекса*.

Завершает этап внедрение разнообразных по составу интрузивных образований. На юге распространены массивы плагиогранитов *кочериковского комплекса*, севернее – чарнокитоидов *татарниковского комплекса*, на севере – *кутимского многофазного комплекса* с гомодромной последовательностью изменения состава от габбрового до грани-

тового. Изотопные возраста этих интрузивных образований колеблется в пределах 2100–2000 млн. лет. Метаморфизм пород первого этапа зональный и возрастает с востока на запад от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой, по мере приближения к Даванской зоне разломов. С образованиями этапа связаны проявления **золото-полиметаллической минерализации**.

Породы второго этапа формировались в условиях межгорного прогиба. На образованиях первого этапа они залегают с угловым несогласием. Наземные образования этапа формировались в несколько стадий и объединяются в *акитканскую серию*.

В первую стадию происходило накопление преимущественно грубоотерригенных отложений пролювиально-аллювиальных и озерных фаций и извержение магмы базальтового состава (*малокосинская свита*). Распространены они на юге и в центре пояса.

Во вторую стадию, проявившуюся в основном в центральной части пояса, последовали мощные экструзивно-лавовые извержения с образованием покровных тел мощностью более тысячи метров и площадью более 1000 км^2, сопровождаемые субвулканическими извержениями такого же масштаба (такие вулканические постройки названы В. В. Булдыгеровым лавовыми бассейнами). В краевых частях лавовых бассейнов накапливались туфогенные или терригенные отложения. Состав магмы был трахиандезитовый. В начале и конце стадии накопились маломощные вулканогенно-терригенные отложения. Эти образования объединены в *куленянский вулканический комплекс*. Его формирование завершилось внедрением комагматичного гипабиссального *дельбичиндинского комплекса* среднего состава повышенной щелочности.

В третью стадию, после перерыва, сформировались такие же лавовые бассейны и субвулканические тела *домугдинского вулканического комплекса*, но состав магмы был трахидацитовый. В основании и верхах наземного разреза присутствуют маломощные вулканогенно-терригенные, часто грубообломочные отложения. Образования этой стадии распространены преимущественно в северной половине пояса.

Четвертая, заключительная, стадия проявилась в основном на юге пояса, где формировался *хибеленский вулканический комплекс*. Преобладали вулканиты риолитового состава с широким развитием эксплозивных фаций. В малых объемах присутствуют туфогенно-терригенные отложения. В конце этапа внедрились рапакивиподобные граниты *приморского комплекса* на юге пояса и граносиениты и граниты *яральского* – на севере.

Завершился второй этап зональным метаморфизмом от почти неметаморфизованных пород на западе пояса до амфиболитовой фации с образованием палингенных гранитов *даванского комплекса* на востоке, в Даванской зоне смятия. С процессами метаморфизма и палингенеза связано метасоматическое редкометалльное оруденение, распространенное в основном в этой зоне. Изотопные возраста гранитоидов приморского и дельбичиндинского комплексов колеблются в пределах 1900–1850 млн. лет. Изотопный возраст палингенных гранитов в Даванской зоне смятия равен 1715 млн. лет.

Породы третьего этапа распространены вдоль западной окраины пояса и объединены в *умбельскую серию*. Внизу породы серии представлены вулканитами латитового и трахидацитового составов, сопровождаемыми субвулканическими интрузиями, с широким распространением туфов и небольшим объемом терригенных пород (*ламборский вулканический комплекс*). Вулканические постройки ламборского времени представлены вулканическими хребтами, состоящими из сближенных полигенных палеовулканов, часто осложнённых кальдерами. Вверху – это грубообломочные отложения *чайской свиты*. В середине разреза чайской свиты наблюдаются экструзивно-лавовые тела трахириолитового состава с небольшим объемом туфов. Они имеют длину до первых десятков километров, ширину до одного километра и расположены кулисообразно. Породы третьего этапа не подверглись метаморфизму. Возраст их по разным изотопным определениям колеблется от конца раннего протерозоя до конца раннего рифея. Образования пояса перекрыты с размывом отложениями байкальской серии средне-позднерифейского

возраста (см. раздел «Сибирская платформа»). Они распространены к западу от пояса и фрагментарно в его восточной части

В породах пояса широко распространено **урановое оруденение** разного генетического типа. Предполагается, что оно связано преимущественно с вулканогенно-гидротермальной деятельностью третьего этапа. С урановым оруденением кое-где установлены **промышленные содержания золота**.

3.5.3. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Современный структурный рисунок области в основном сформировался в позднем протерозое. В ее пределах можно выделить несколько позднепротерозойских структур первого порядка, развивавшихся по различному плану. С севера на юг расположены Витимо-Патомский прогиб, Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс, Котеро-Уакитский и Удино-Витимский прогибы.

Витимо-Патомский прогиб расположен на внутренних окраинах Чуйского, Тонодского и Нечерского блоков раннедокембрийских образований. Возможно, он занимал значительно большее пространство, распространяясь к югу вплоть до Монголо-Охотского шва. В результате фанерозойских тектоно-магматических процессов единый прогиб в северной части был разделен на ряд структур, получивших свои собственные названия: Олокитский, Мамский, Бодайбинский и Делюн-Уранский прогибы. Они различаются названиями выделяемых стратиграфических подразделений, некоторой спецификой их состава и фанерозойской историей. Возрастное положение стратиграфических образований, выполняющих эти прогибы, и их корреляция определяются по главным особенностям строения и последовательности изменения разреза, комплексам строматолитов, микрофитолитов и микрофоссилий. На севере, между Тонодской и Нечерской глыбами, его Бодайбинская часть прослеживается непрерывно в Байкало-Патомский перикратонный прогиб, выполненный отложениями низов чехла Сибирской платформы.

Олокитский прогиб расположен к востоку от Чуйского блока, имеет дугообразную форму с субмеридиональным простиранием на юге и северо-восточным – на севере. На западе он **Абчадским разломом** отделен от Чуйского блока раннедокембрийских образований, на востоке – ограничен **Нюрундуканским разломом**, по которому контактирует с Байкало-Муйским вулкано-плутоническим поясом. На юге эти разломы сочленяются, что приводит к выклиниванию образований прогиба. На севере граница с Мамским и Бодайбинским прогибами осложнена системами разломов.

Стратифицированные образования прогиба объединяются в три серии: нижнюю – олокитскую, среднюю – ондокско-итыкитскую и верхнюю – довыренскую. В период между накоплением осадков верхних двух свит внедрился довыренский комплекс.

Олокитская серия в составе *тыйской, авкитской и стойбищной свит* выходит по периферии прогиба. Внизу разреза серии залегают вулканогенно-терригенные отложения, отсутствующие на отдельных участках центральной части прогиба. На юге прогиба в низах разреза серии присутствуют высокожелезистые отложения. Вулканогенные образования объединены в *тыйский вулканический комплекс* и представлены контрастной риолит-базальтовой серией с широким развитием туфов. Устанавливается линейный характер извержений. Вверх по разрезу в составе олокитской серии постепенно исчезают вулканогенные образования, состав отложений становится более тонкообломочным. Верхние части разреза сложены преимущественно сланцами, часто высокоглиноземистыми, отмечаются и карбонатные отложения.

Породы серии в разной степени рассланцованы и неравномерно метаморфизованы от зеленосланцевой фации до высоких уровней эпидот-амфиболитовой. Они интенсивно дислоцированы вплоть до образования изоклинальных складок с субвертикальным залеганием слоев и разбиты многочисленными синскладчатыми разломами. Поэтому установить истинные мощности серии затруднительно. Предположительно она превышает 3 км.

Ондокско-итыкитская серия в составе *итыкитской и ондокской свит* занимает центральную и восточную части прогиба и отделена от пород олокитской серии зоной разломов. Вышележащая довыренская серия залегает на ней с размывом. Мощность серии колеблется в пределах 1300–3200 м. В составе серии преобладают органогенные карбонатные породы, кварциты, вулканиты, сланцы, мелкозернистые песчаники. Вулканогенные образования, объединённые в *итыкитский вулканический комплекс*, присутствуют на всех уровнях разреза серии, но в разных объемах и представляют контрастную риолит-базальтовую серию. Широко распространены туфовые фации. На современном эрозионном срезе резко преобладают базальтоиды с повышенными или нормальными содержаниями окислов железа. Выходы кислых вулканитов редки, но в обломках конгломератов вышележащей довыренской серии они кое-где преобладают. По-видимому, кислые вулканиты были широко распространены в верхах разреза серии, а затем в основном были размыты. Вулканические извержения здесь происходили на фоне накопления карбонатных и кремнистых осадков, что привело к их перемежаемости с вулканитами. Широко распространены синхронные вулканитам субвулканические интрузивы. На севере прогиба реставрируются сближенные вулканические постройки центрального типа, осложненные калдерами проседания, к югу они сменяются линейными вулканическими аппаратами.

Породы ондокско-итыкитской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты в относительно простые линейные складки, разбиты многочисленными, чаще всего, крутопадающими разломами и прорваны телами довыренского гипербазит-базитового комплекса. На этом уровне широко распространено **полиметаллическое оруденение** стратиформного типа, в том числе, крупнейшее **Холоднинское месторождение**.

Довыренский комплекс в пределах Олокитского прогиба представлен петротипическим Довыренским расслоенным массивом и мелкими дайками. В зоне закалки и в апофизах Довыренского массива состав пород пикробазальтовый, что, по-видимому, соответствует первичному составу магмы. В мелких телах состав пород часто перидотитовый. В формировании Довыренского массива выделяется две фазы. В расслоенной серии, расположенной в нижней части разреза массива, состав пород меняется от дунитового до габбрового и анортозитового. Здесь же присутствуют сингенетичные и переотложенные **залежи медно-никелевых руд**. Породы второй фазы, слагающие верхние части массива, имеют сравнительно однообразный габбровый или габбро-норитовый состав. Изотопный возраст пород Довыренского массива, по данным разных методов, колеблется в пределах от 739 до 673 млн. лет, что соответствует второй половине позднего рифея. В габброидах комплекса установлены **платиноиды в промышленных содержаниях**.

Довыренская серия в составе *авгольской и асектамурской свит* занимает центральную и северо-восточную части Олокитского прогиба и слагает относительно простую синклинальную структуру, осложненную разломами. На северо-востоке этой структуры аналоги авгольской свиты выделены в состав терригенной *холоднинской свиты*. Мощность серии превышает 2500 м. Внизу ее разреза залегают терригенные, редко с примесью туфового материала, грубообломочные отложения. Ближе к центру синклинальной структуры они сменяются переслаивающимися карбонатами, кварцитами и сланцами, среди которых наблюдается горизонт вулканогенных образований риолит-базальтового контрастного состава.

Центральную часть синклинальной структуры на уровне обеих свит занимают базальтоиды *иняптукского вулканического комплекса*, выполняющие одноимённую вулкано-тектоническую депрессию. Мощность наземных вулканитов достигает 1000 м. Среди базальтоидов преобладают шаровые лавы и туфы. Широко распространены субвулканические образования основного состава в виде даек и безкорневых тел амёбовидной формы.

Породы довыренской серии метаморфизованы неравномерно, преимущественно в зонах разломов, но не выше зеленосланцевой фации. Изотопный возраст базальтоидов иняптукского комплекса составляет 672±65 млн. лет.

Таким образом, выделяется три этапа унаследованного развития Олокитского прогиба. Каждый этап завершался метаморфизмом, складчатостью, поднятием и частичным размывом накопившихся отложений. Все три этапа сопровождались вулканической деятельностью, которая проявлялась по периферии прогиба и в центральной его части и контролировалась разломами северо-восточного простирания. Вулканиты во всех этапах имеют контрастный риолит-базальтовый состав с широким проявлением эксплозивных и субвулканических фаций. Каждый этап завершается метаморфизмом, складчатостью, поднятием и частичным размывом накопившихся отложений. Интенсивность этих преобразований уменьшалась во времени. Разрез Олокитского прогиба по строению разреза, по комплексам строматолитов, онколитов (по данным Т. А. Дольник) и микрофоссилий (по данным А. М. Станевича) уверенно коррелируется с разрезом Бодайбинского прогиба.

Мамский прогиб представляет продолжение Бодайбинского в юго-западном направлении. Долгое время продолжалась дискуссия о соотношении этих прогибов. О. В. Переваловым однозначно установлено, что они являются одновозрастными, так как отложения Бодайбинского прогиба непрерывно прослеживаются по простиранию в пределы Мамского прогиба. В связи с этим часто выделяется единый Мамско-Бодайбинский прогиб. Остальные его границы тектонические. В связи со слюдоносностью прогиба, строение его изучено весьма детально.

По северной периферии прогиба узкой прерывистой полосой выходят породы *чукчинской свиты* – аналога тепторгинской серии Бодайбинского прогиба. Мощность ее составляет первые сотни метров. Это кварциты, высокоглиноземистые сланцы, амфиболиты и т. д. Существует мнение, что они представляют собой не стратифицированные образования, а продукты тектонических и метасоматических преобразований неизвестного субстрата.

Вышележащие отложения объединены в *мамскую серию* в составе четырех свит (снизу): витимскую, слюдянскую, согдиондонскую и конкудерскую. *Витимская свита* сложена высокоглиноземистыми кристаллосланцами и гнейсами, кварцитами и мраморами. Вверху появляются графитистые сланцы. В *слюдянской* и *согдиондонской свитах*, в отличие от витимской, нет мраморов, мало кварцитов, но появляются амфиболиты. В *конкудерской свите* преобладают мрамора. Первичный состав пород мамской серии осадочный, песчано-глинисто-карбонатный. Метаморфизм пород повсеместно одинаковый и соответствует амфиболитовой фации.

Складчатость в прогибе линейная северо-восточного простирания, осложненная гранитогнейсовыми куполами. В центральной части гранитогнейсовых куполов выходят двуслюдяные и мусковитовые массивные плагиограниты *мамского комплекса*. По периферии куполов расположены полосы гранитогнейсов, насыщенные телами **пегматитов с мусковитом**, часто промышленных размеров и содержаний.

Возраст мамского комплекса определяется неоднозначно. Большинство изотопных датировок приходится на средний палеозой. В то же время есть датировки и более древние, вплоть до раннего протерозоя. Это связано с палингенным гранитообразованием за счет пород фундамента прогиба, представленного породами Чуйского блока. В последующем гранитоиды претерпели неоднократную ремобилизацию. Отмечаются и тела постметаморфических гранитоидов, которые относятся к конкудеро-мамаканскому комплексу. Слагают они сателлиты Ангаро-Витимского батолита.

Бодайбинский прогиб расположен на севере Байкало-Патомской дуги и имеет дугообразную форму, выпуклую к северу. Выполняющие его образования на севере с корой выветривания в основании залегают на раннедокембрийских породах Чуйского, Тонодского и Нечерского блоков. По периферии этих глыб они постепенно сменяются отложениями Патомской ветви Байкало-Патомского прогиба. Контакт с раннедокембрийскими образованиями часто осложнён тектоническими нарушениями. На юге его границы со складчатыми сооружениями Байкало-Муйского прогиба уничтожены палеозойскими

гранитоидами. Выполняющие прогиб образования объединены в 4 серии: тепторгинскую, баллаганахскую, ныгринскую и бодайбинскую.

В основании разреза прогиба, как и в Байкало-Патомском перикратонным прогибе, с размывом на раннедокембрийских образованиях Чуйского, Тонодского и Нечерского блоков залегает *тепторгинская серия*, состоящая из *пурпольской и медвежевской свит.* Пурпольская свита сложена кварцитами, кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами и высокоглиноземистыми сланцами (вплоть до **бокситов**) – продуктами переотложения кор выветривания. Мощность свиты в пределах Бодайбинского прогиба составляет первые сотни метров. Медвежевская свита залегает на пурпольской участками с размывом, участками согласно. Сложена она грубообломочными породами с прослоями железистых кварцитов и горизонтами вулканогенных образований базальтового состава. Мощность свиты переменная и колеблется от десятков до первых тысяч метров. Возраст серии раннерифейский. К поверхности несогласия приурочена **урановая минерализация.**

Тепторгинская серия с размывом и конгломератами в основании перекрыта *баллаганахской серией* в составе *хорлухтахской, хайвергинской, бугарихтинской и бодайбоканской свит* среднерифейского возраста. Эта серия также непрерывно прослеживается в пределы Байкало-Патомского прогиба. По данным А. И. Иванова, мощность серии изменяется в широких пределах: от 1500 до 6250 м. Внизу ее разреза преобладают грубообломочные отложения. Вверх по разрезу и частично по простиранию они сменяются песчано-глинистыми осадками. Средняя часть разреза свиты характеризуется ритмичным песчано-сланцевым строением. Часто сланцы углеродистые. Выше разрез серии характеризуется ритмичным переслаиванием песчаников, углеродисто-слюдистых сланцев, алевролитов и известняков. Объем карбонатов возрастает вверх по разрезу и к югу прогиба. Верхи разреза серии сложены известняками, иногда углеродистыми. А. И. Иванов приводит данные о погружении бассейна осадконакопления в баллаганахское время в южном направлении.

Выше согласно залегают отложения средне-верхнерифеской *ныгринской серии* в составе *бужуихтинской, угаханской, хомолхинской и имняхской свит*. Мощность серии, по данным А. И. Иванова, изменяется от 1420 до 3740 м. Внизу разреза серии песчаники переслаиваются с алевролитовыми и пелитовыми сланцами, реже известняки переслаиваются со сланцами. Затем следует толща органогенных известняков с прослоями известковистых сланцев и песчаников. Выше расположена толща тонко ритмично переслаивающихся однообразных углеродистых кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев. Разрез серии завершает толща слюдистых известковых сланцев и песчаников с горизонтами и прослоями известняков. Внизу этой части разреза преобладают песчаники, алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы, в середине – известняки, выше наблюдается повторение характера разреза. По распределению фаций также устанавливается возрастание глубины бассейна осадконакопления в южном направлении.

Вверху разреза прогиба располагается *бодайбинская серия*, залегающая согласно на ныгринской серии, в составе *аунакитской, вачской, анангрской, догалдынской и илигирской свит*. Мощность серии колеблется в пределах. 2400–4650 м. Возраст ее определяется как позднерифейско-вендский. По мнению А. И. Иванова, вся серия имеет вендский возраст. Внизу разреза серии залегает толща (аунакитская свита) кварцевых, иногда известковистых песчаников, углеродистых слюдисто-кварцевых сланцев, реже песчанистых известняков. Характерной чертой этой части разреза является кварцевый состав обломков и повышенная углеродистость. Вачская свита объединяет углеродистые кварцевые сланцы и песчаники. Для анангрской свиты также характерны углеродистые кварцевые сланцы, но они переслаиваются с полевошпатово-кварцевыми и граувакковыми песчаниками, появляются гравелиты. Иногда отмечаются прослои песчанистых известняков. В догалдынской свите преобладают полимиктовые иногда граувакковые песчаники, в меньшем объеме присутствуют углеродистые сланцы, редко встречаются известняки и гравелиты.

Илигирская свита состоит из переслаивающихся известковистых песчаников и углеродистых сланцев. По распределению фаций устанавливается, что углубление бассейна осадконакопления в период формирования нижних двух свит происходило с севера на юг. В последующем снос терригенного материала осуществлялся с юга, из района Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса, откуда привносились вулканический пепел, обломки вулканогенных и интрузивных пород. Среди углеродсодержащих пород серии в основном и расположены **коренные месторождения золота** Бодайбинского золотоносного района, в том числе уникальное **Сухоложское месторождение**. Золотому оруденению в нём сопутствуют **платиноиды.**

Породы прогиба смяты в дугообразные складки, согласно общему структурному плану Байкало-Патомской дуги. На востоке прогиба складчатые структуры имеют северо-западное простирание, в центре – широтное, на западе – северо-восточное. Складчатая структура осложнена многочисленными разломами, в том числе и надвигами. Метаморфизм пород зональный и нарастает с севера на юг от зеленосланцевой фации до амфиболитовой.

На возраст регионального метаморфизма пород Бодайбинского прогиба существует две точки зрения. По одной версии – региональный метаморфизм был одноактным во второй половине палеозоя, близко одновременным со складчатостью и внедрением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Согласно другой точке зрения, породы прогиба подвергались метаморфизму неоднократно. Наравне с позднепалеозойскими метаморфическими процессами значительную роль в формировании современного облика пород играл раннепалеозойский и позднепротерозойский, скорее всего, вендский метаморфизм. Это подтверждается изотопными исследованиями и налеганием венд-кембрийских отложений к югу от Бодайбинского прогиба с размывом на уже метаморфизованные позднерифейско-вендские образования. По-видимому, проявился и раннепалеозойский этап метаморфизма, синхронный с формированием основной массы гранитоидов полихронного Ангаро-Витимского батолита.

В пределах прогиба распространены мелкие тела габброидного состава. Как установлено в последнее время, они имеют разный возраст. Есть дайки конца позднего протерозоя, палеозойские и мезозойские. В южной части прогиба выполняющие его отложения прорваны гранитоидами полихронного Ангаро-Витимского батолита и его сателлитами. Возрастное положение и состав этих гранитоидов будут рассмотрены ниже.

Делюн-Уранский прогиб расположен на востоке Байкало-Патомской дуги и имеет дугообразную форму: на юге его простирание субмеридиональное, к северу оно изменяется до субширотного. На юге прогиб по **Сюльбанскому разлому** контактирует с Байкало-Муйским вулкано-плутоническим поясом. На севере контакты отложений Делюн-Уранского прогиба с более древними образованиями, объединенными в *тунгусдабанскую толщу* гнейсов, амфиболитов и кристаллосланцев, условно архейского возраста либо тектонические, либо уничтожены гранитоидами, либо затушеваны метаморфическими процессами.

Отложения прогиба объединены в *делюнуранскую серию* в составе *даннинской, уряхской, устьуряхской и водораздельной свит* суммарной мощностью более 2500 м. В основании ее разреза выходят гнейсы, амфиболиты, кварциты и высокоглиноземистые сланцы. Первичная их природа терригенно-глинистая, представленная в значительной степени продуктами перемыва кор выветривания. Выше располагается известняково-сланцевая, часто углеродистая толща с тонкой ритмичной слоистостью. Вверх по разрезу нарастает карбонатовость разреза вплоть до появления мощных известняковых толщ с прослоями сланцев. Вверху вновь преобладают терригенно-глинистые отложения, а карбонатные отложения представлены относительно маломощными прослоями.

Таким образом, делюнуранская серия представляет трансгрессивно-регрессивный седиментационный цикл. Она слагает моноклиналь с падением в южных и юго-западных румбах, осложненную мелкой складчатостью и разрывной тектоникой. Породы серии метаморфизованы зонально от зеленосланцевой фации до амфиболитовой. Степень мета-

морфизма, в общем, возрастает вниз по разрезу. В южной части широкое развитие получили процессы приразломного метаморфизма, сопровождаемого интенсивным рассланцеванием пород. Возраст серии определяется как ранне-среднерифейский.

Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс, или прогиб рифтогенного происхождения, имеет дугообразную форму и прослеживается от северной окраины озера Байкал на западе до бассейна р. Цыпа на востоке. Границы его либо разломные, либо уничтожены молодыми интрузиями. В пределах прогиба распространены осадочные, вулканогенные и интрузивные образования. Согласно полученным в последние годы изотопным датировкам, начало его развития приходится на границу среднего и позднего рифея, окончание – на конец венда. Полученные А. М. Станевичем данные по комплексам микрофоссилий этому не противоречат. Пояс состоит из западной – Северобайкальской и восточной – Привитимской частей, разделенных выходами гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

На западе, в Северобайкальской части пояса, по **Нюрундуканскому разлому** пояс граничит с Олокитским прогибом. Восточная граница пояса здесь проходит по **Томпудо-Кичерскому разлому** либо уничтожена палеозойскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита.

Самые древние образования пояса в Северном Прибайкалье объединены в *нюрундуканскую толщу*, которая слагает ядро **Кичеро-Мамского антиклинория.** Представлены они преимущественно амфиболитами и кристаллосланцами. В небольшом объеме присутствуют гнейсы. Меланократовые разности образовались в результате метаморфизма вулканитов базальтового состава. Вероятно и наличие субвулканических габброидов. Происхождение гнейсов обусловлено, чаще всего, процессами гранитизации меланократового субстрата. Метаморфизм пород толщи достигает амфиболитовой фации. А. И. Сизых и В. А. Макрыгина считают, что есть признаки гранулитовой фации метаморфизма. В зонах разрывных нарушений наблюдаются регрессивные изменения зеленосланцевой фации метаморфизма. Изотопный возраст амфиболитов нюрундуканской толщи, по данным Л. А. Неймарка с соавторами, составляет 1050±160 млн. лет. Как правило, эта цифра принимается за время заложения рифтогенного прогиба, а нюрундуканская толща вместе с габброидами и гипербазитами – за офиолитовую ассоциацию.

В поле нюрундуканской толщи присутствуют мелкие массивы ультраосновных пород *яршинского комплекса*. Среди пород нюрундуканской толщи распространены также расслоенные интрузивы, которые внедрились в уже метаморфизованные образования. Контакты с вмещающими образованиями либо интрузивные, либо тектонические. Крайними членами расслоенной серии являются, с одной стороны, дуниты и перидотиты, с другой – габбро и лейкогаббро. Наиболее крупные из них (с севера на юг): **Чайский, Гасан-Дякитский, Нюрундуканский, Курлинский, Слюдинский.** На севере с ними связано сингенетичное **медно-никелевое оруденение (Чайское месторождение)**, на юге – **железо-титановое** (Слюдинский массив). Относятся они к довыренскому комплексу, но изотопный возраст пород Чайского массива, по данным Ю. В. Амелина с соавторами, определен в 656 ± 35 и 623 ± 38 млн. лет. Эти цифры свидетельствуют о более молодом возрасте Чайского массива, чем Довыренского петротипического массива довыренского комплекса (см. раздел «Олокитский прогиб»).

Нюрундуканская толща подверглась неравномерной гранитизации с образованием плагиогранитов *гулинского комплекса*. Они образуют сравнительно небольшие поля, насыщенные скиалитами и окруженные ореолами мигматизированных пород.

Восточнее поля нюрундуканской толщи расположены выходы *аюлиндинской свиты*. Она сложена вулканитами, состав которых изменяется от базальтового до плагириолитового с преобладанием на одних участках базальтов, на других – плагиориолитов. Широко распространены туфы. Отмечаются также туфогенно-терригенные и терригенные, часто грубообломочные отложения. От нюрундуканской толщи аюлиндинская свита отделена разломом, поэтому взаимоотношения их неясны. Но породы аюлиндинской сви-

ты метаморфизованы значительно менее интенсивно, лишь в зеленосланцевой фации. По данным В. Е. Руденко, в нюрундуканской толще наблюдаются следы двух этапов складчатости, а в аюлиндинской – один. Это свидетельствуют о более молодом возрасте аюлиндинской свиты.

В Северном Прибайкалье в пределах пояса наблюдаются тела двуполевошпатовых гранитов, объединенные в *нижнеангарский комплекс*. С ними связаны **мусковитовые пегматиты** с пластинами слюды промышленных размеров. Их изотопный возраст по нескольким определениям укладывается в пределы 600–550 млн. лет и совпадает с возрастом метаморфических процессов, что свидетельствует об их происхождении в процессах коллизии во второй половине венда.

Завершает формирование пояса *холоднинская и олдакитская свиты*. Холоднинская свита с размывом и угловым несогласием залегает на породах пояса и сопоставляется с довыренской серией Олокитского прогиба. Внизу разреза свиты залегает пачка грубообломочных отложений. Вверх по разрезу уменьшается размер обломков, он становится вначале существенно песчаным, а затем алевропесчаным. Вверху разреза появляются карбонатные разности.

Холоднинская свита согласно перекрывается *олдокитской свитой*. Состоит она из переслаивающихся песчаников, алевролитов, известковистых, филлитовидных, углеродистых сланцев, известняков, редко доломитов. В её составе отмечаются **марганценосные отложения.** Возраст этих двух свит традиционно считается вендским.

В восточной Привитимской части в пределах пояса расположены Северо- и Южно-Муйский блоки пород раннего докембрия, представляющие собой реликты фундамента, на котором заложился рифтогенный прогиб. Строение их рассмотрено выше.

На Северо-Муйском блоке с размывом и угловым несогласием залегают терригенно-карбонатные отложения, которые сопоставляются с баллаганахской серией Байкало-Витимского прогиба. В пределах Северо-Муйского блока они объединены в *парамскую* серию в составе *самокутской, булундинской и безымянской свит*. По данным А. Н. Булгатова, мощность серии составляет 4400–5050 м. Ее аналоги установлены Л. В. Травиным и А. З. Кониковым в троговых структурах в центральных частях Северо-Муйского блока. Предположительный возраст парамской серии, по данным анализа микрофоссилий (А. М. Станевич), средне-верхнерифейский и отвечает баллаганахскому и (или) дальнетайгинскому региональным горизонтам.

Самокутская свита имеет преимущественно терригенный состав с постепенным уменьшением вверх по разрезу размеров обломков от конгломератов до песчаников и алевролитов. В небольшом объёме присутствуют базальтоиды. Вверху появляются прослои сланцев и карбонатных пород. Булундинская свита состоит из ритмично переслаивающихся сланцев и мраморизованных известняков с преобладанием последних. Безымянская свита фациально весьма изменчивая. В ее составе наблюдаются конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы, карбонатные породы и вулканогенные образования. Вулканиты принадлежат контрастной базальт-риолитовой серии. Как основные, так и кислые вулканиты имеют повышенную щёлочность с преобладанием калия над натрием. Базальтоиды характеризуются повышенными содержаниями титана и фосфора. Взаимоотношение безымянской свиты с булундинской и самокутской недостаточно ясное. А. Н. Булгатов считает ее верхней частью парамской серии. Но данные картирования больше свидетельствуют о латеральном их взаимоотношении. Специфика состава вулканитов безымянской свиты может свидетельствовать об их приуроченности к началу заложения рифтогенного прогиба. Метаморфизм пород парамской серии достигает условий эпидот-амфиболитовой фации. Мощность серии оценивается в первые километры.

К востоку от Южно-Муйского блока выходят терригенные породы *кедровской свиты* с прослоями сланцев, иногда углеродистых, кварцитов и известняков, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Мощность свиты оценивается в 1700

и более метров. По составу кедровскую свиту можно сопоставить с низами разреза парамской серии.

Непосредственное основание разреза пояса достоверно неизвестно. Обычно выделяется три этапа формирования пояса, различающихся комплексами пород и разделенных эпохами складчато-надвиговых движений и метаморфогенно-метасоматических преобразований.

В первый этап сформировалась толща базальтоидов *келянского вулканического комплекса*, превращенных в большинстве случаев в зеленые сланцы. Среди них имеют место туфы и в малых объемах плагиориолиты, а также субвулканические тела габброидов. Мощность вулканитов определяется приближенно более 1 км. Предполагается, что эти породы сформировались в начальную стадию развития рифтогенного прогиба вблизи границы среднего и позднего рифея и близки офиолитовой ассоциации. На севере прогиба, по данным В. А. Шеметова, базальтоиды келянского комплекса перемежаются с отложениями джалагунской свиты, по данным анализа микрофоссилий (А. М. Станевич), соответствующей жуинскому региональному горизонту верхнерифейского возраста.

Во второй этап широкое распространение получили осадочно-вулканогенные образования, объединенные в *устькелянскую толщу*. К югу от Муйско-Куандинской впадины они выделены в *буромскую свиту*, а сопровождающие вулканиты субвулканические образования – в *буромский комплекс*. Состав вулканитов этих образований колеблется от базальтового до плагиориолитового с малым объемом пород среднего состава. Широко распространены туфы, туфогенно-осадочные и терригенно-глинистые, иногда углеродистые отложения. Породы устькелянской толщи и буромской свиты метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации, часто интенсивно рассланцованы и превращены в зелёные сланцы. В отдельных зонах метаморфизм соответствует эпидот-амфиболитовой фации. В результате наложенных метасоматических процессов на многих участках произошло интенсивное изменение петрогеохимического состава вулканитов. Образовался непрерывный ряд от ультраосновных пород до ультракислых и от низкощелочных – сугубо натриевых до высокощелочных – сугубо калиевых.

Взаимоотношения этих образований с келянским вулканическим комплексом не наблюдались. Мощность устькелянской толщи и буромской свиты оценивается в первые километры. Среди осадочно-вулканогенных пород пояса широко распространено **золотое оруденение золото-кварцевой формации (Ирокиндинское, Юбилейное месторождения)**.

Устькелянская толща прорвана интрузивами двухфазного *таллаинского комплекса*. В первую фазу внедрялась магма основного состава, во вторую – диорит-плагиогранитового состава. Как правило, они слагают единые довольно крупные массивы: **Таллаинский, Танинский, Сунуекитский, Шуриндинский, Мудириканский и др.** Последние три первоначально, по-видимому, представляли собой единый **Сунуекитско-Шуриндинский** массив, разделенный впоследствии более молодыми интрузивами и разрывной тектоникой на разобщенные выходы. При этом диоритовые разности, в большинстве случаев, возникли за счет процессов контаминации при взаимодействии плагиогранитовой магмы с габброидами первой фазы.

По своему породному составу устькелянская толща и буромская свита в совокупности с таллаинским интрузивным комплексом близки островодужной ассоциации, которая обычно формируется вслед за офиолитовой. Возраст ее по изотопным данным позднерифейский.

В этом же районе имеют место вулканогенные и субвулканические высокощелочные породы, преимущественно калиевого состава, объединенные соответственно в *жанокскую свиту и жанокский комплекс* с изотопным возрастом 712±40 млн. лет. С этими образованиями связано **оловянное оруденение (месторождение Моховое)**.

В третий этап завершается развитие прогиба интенсивными процессами разломно-складчатых движений, метаморфизма, площадного рассланцевания, гранитообразования

и формирования межгорных впадин. В результате по зонам глубинных разломов образовались зоны динамосланцев *ирокиндинского комплекса* шириной выхода до первых километров, первичный субстрат которых в большинстве случаев однозначно не определяется. К этим зонам приурочены протрузии ультраосновных пород *парамского комплекса* – отторженцев мантии, содержащих **хромитовое оруденение, месторождения асбеста (Молодёжнинское) и нефрита**. Наиболее крупные из них – **Шаманский, Парамский, Усть-Келянский.** Сложены они в разной степени серпентинизированными перидотитами с линзами дунитов. По периферии массивов развиты мощные зоны серпентинитов и тальк-карбонатных сланцев. На глубине в первые километры эти массивы выклиниваются.

В отдельные периоды развития пояса внедрялись интрузии основного состава с образованием расслоенных массивов с **железо-титановым оруденением**. Главные из них – **Среднемамаканский, Кедровский, Витимконский, Якутский и др.** Они в большинстве своем объединяются в *кедровский комплекс*. Но изотопные данные возраста их различаются в значительной степени. Изотопный возраст пород Среднемамаканского массива составляет 774±67 млн. лет, Кедровского массива – 735±26 млн. лет. Отдельные расслоенные массивы с признаками медно-никелевой минерализации относят к аналогам довыренского комплекса. Они выделены здесь в *заоблачный комплекс*. Изотопный возраст пород петротипического **Заоблачного массива** составляет 612±34 млн. лет.

По рассланцованным породам разного состава и генезиса в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма сформировались массивы кварцево-полевошпатовых метасоматитов *среднинского комплекса*. Метасоматоз проявился как по породам пояса (**Среднинский массив)**, так и по раннедокембрийским образованиям Северо- и Южно-Муйских блоков (**Аномальный массив)**. Конечным продуктом метасоматоза являются слабогнейсовидные лейкократовые слюдисто-кварцево-полевошпатовые образования гранитного облика и состава с гранобластовыми структурами. Среди них наблюдаются скиалиты вулканитов, осадочных и интрузивных пород разного состава. На участках повышенной степени метаморфизма кварцево-полевошпатовые метасоматиты достигали стадии плавления с образованием палингенных гранитоидов. Поля пород среднинского комплекса окружены в разной степени метасоматически измененными образованиями, часто напоминающими мигматиты.

С третьим этапом в пределах пояса связаны массивы двуполевошпатовых палингенных гранитоидов, вероятно, генетически связанных с кварцево-полевошпатовыми метасоматитами среднинского комплекса. В Южномуйском районе они объединены в *бамбукойский комплекс,* в Северомуйском – в *лесной комплекс*. В краевых частях массивов этих гранитоидов широкое развитие получили процессы магматического замещения с образованием порфиробластовых и мигматитоподобных пород.

На разных участках пояса распространены осадочно-вулканогенные отложения, которые залегают с размывом на образованиях второго этапа развития пояса. Они в значительной степени различаются между собой.

В Южно-Муйском и Северо-Муйском хребтах вблизи бортов Муйско-Куандинской впадины выделяется *самодуровская серия* в составе *таксиминской, малокушеровской и правоталаканской свит*. Таксиминская свита залегает с размывом на метаморфических образованиях архея и породах таллаинского комплекса. Состав ее терригенный и изменяется от конгломератового внизу до песчано-алевролитового вверху. Завершает разрез свиты горизонт дацитовых кластолав. Малокушеровская свита также существенно терригенная, но с небольшим объемом карбонатов. Правоталаканская свита существенно карбонатная. Общая мощность серии превышает 3000 м. Метаморфизм пород серии отвечает зеленосланцевой фации, наиболее вероятный возраст – позднерифейский.

В Южно-Муйском хребте к западу от поля пород самодуровской серии выходит терригенно-вулканогенная *усмунская толща*. Она залегает на карбонатных породах нижнего протерозоя, а от самодуровской серии отделена разломом. В составе толщи преобла-

дают вулканогенные образования. Среди них главную роль играют разнообразные эксплозивные образования, реже отмечаются лавы и субвулканические тела. Состав вулканитов преимущественно андезитовый, в меньших объемах отмечаются базальтоиды и риолитоиды. Вулканогенные образования по разрезу и латерали часто сменяются туфогенно-терригенными и терригенными грубообломочными отложениями. Породы толщи метаморфизованы только в зонах тектонических нарушений. Видимая мощность толщи составляет многие сотни метров.

В Северо-Муйском районе р. Витим пересекает **Падринский вулкано-тектонический прогиб**. Выполнен он осадочно-вулканогенными отложениями, объединенными в *падринскую серию* в составе *большепадринской, малопадринской и таллайской свит*. Большепадринская и таллайская свиты сложены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-терригенными отложениями. В составе малопадринской свиты резко преобладают терригенные осадки. Среди вулканогенных образований широкое распространение получили как эксплозивные, так и эффузивно-экструзивные фации. Вулканиты принадлежат контрастной риолит-базальтовой серии и сопровождаются многочисленными субвулканическими телами. При этом распространены туфы и туфогенно-осадочные отложения со смешанным составом обломков, что свидетельствует об одновременном извержении магм разного состава. Осадочные отложения обычно содержат примесь вулканогенного материала и принадлежат преимущественно пролювиально-аллювиальным и озерным фациям. Породы серии в основной своей массе не претерпели метаморфических изменений. Мощность серии достигает первых километров.

К западу от Падринского прогиба распространены одновозрастные с падринской серией отложения, объединенные в *шумнинскую свиту*. От падринской серии она отличается общим преобладанием осадочных отложений, а вулканогенные образования играют подчиненную роль и распространены на относительно небольших участках. Как и в падринской серии, среди осадочных отложений преобладают песчаники, часто с примесью вулканогенного материала, а вулканогенные отложения имеют контрастный, преимущественно базальтовый состав. Метаморфические изменения в породах шумнинской свиты не повсеместны и достигают лишь условий зеленосланцевой фации.

Возрастное положение усмунской толщи, падринской серии и шумнинской свиты неоднозначно. Они накопились явно после интенсивных метаморфических преобразований ранее сформировавшихся пород пояса. Взаимоотношения этих подразделений с более молодыми отложениями неоднозначны. В них А. М. Станевич нашел микрофоссилии, по его мнению, свидетельствующие об их позднерифейском возрасте. По мнению В. В. Булдыгерова, можно предполагать посткембрийский возраст этих подразделений, а позднерифейские микрофоссилии могут быть переотложенными. Изотопные данные по вулканитам падринской серии противоречивы и колеблются от позднерифейских до раннеордовикских.

Котеро-Уакитский прогиб занимает центральную часть области. Выполняющие его отложения объединяются на западе в *котерскую*, а на востоке – в *уакитскую серии*. От образований Байкало-Витимского пояса они отделены глубинными разломами. Эти две серии слагают два крыла единой дугообразной структуры, разделенные гранитоидами Ангаро-Витимского батолита.

Котерская серия состоит из четырех свит (снизу): *уколкитской, няндонинской, баргузинской и янчуйской*. Уколкитская свита сложена вулканогенно-терригенными отложениями. Вулканогенные отложения представлены преимущественно лавами, но отмечаются и туфы, состав вулканитов базальтовый и андезитовый. Они слагают крупные линзовидные тела – вулканические постройки типа щитовых вулканов, между которыми накапливались преимущественно терригенные граувакковые песчаники – продукты разрушения вулканических построек. Вверх по разрезу роль вулканогенных образований уменьшается, но появляются сланцы. Уколкитская свита выше постепенно сменяется терригенно-сланцевой няндонинской свитой. Для этой свиты характерны углеродистые

сланцы и частая примесь туфового материала преимущественно среднего состава, объем которого вверх по разрезу сокращается. Вверху разреза свиты появляются карбонатные отложения. Няндонинская свита согласно перекрыта баргузинской свитой, сложенной преимущественно карбонатами с прослоями сланцев, редко туфов. Верхи разреза серии представлены янчуйской свитой филлитовидных сланцев, внизу разреза с прослоями карбонатных отложений. К углеродсодержащим породам приурочено **золотое оруденение**. Среди пород серии расположено **Чулбонское месторождение гранулированного кварца**.

Породы серии смяты в складки северо-восточного простирания. Региональный метаморфизм пород серии отвечает условиям зеленосланцевой фации. Они слагают провесы кровли в Ангаро-Витимском батолите, благодаря чему широкое распространение получил контактовый метаморфизм. Он часто достигал условий амфиболитовой фации. В результате породы серии часто превращены в амфиболиты, кристаллосланцы и мрамора. Возраст пород котерской серии по находкам строматолитов и микрофитолитов определяется как ранне-среднерифейский.

Среди пород серии присутствуют тела габброидов и гранитоидов, внедрившихся до формирования основной массы гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. По данным изотопных исследований, среди гранитоидов есть рифейские и вендские массивы.

Уколкитская серия состоит из *мухтунной и нерундинской свит.* Мухтунная свита преимущественно терригенная с редкими прослоями карбонатных отложений в верхах разреза. Нерундинская свита имеет песчано-сланцевый состав с карбонатными отложениями в основании разреза. Порода серии интенсивно дислоцирована и разбита многочисленными тектоническими зонами. Основное структурное направление в породах уколкитской серии северо-западное. Возраст ее определяется как ранне-среднерифейский.

На уколкитской серии с размывом и конгломератами в основании залегает алевролито-песчаная *сырыхтинская свита*, которая перекрыта доломитовой *гагарской свитой*. Эти две свиты считаются позднерифейскими и соответствуют жуинскому региональному горизонту.

В последнее время в Уакитской части прогиба установлены палеонтологические находки верхнепалеозойского возраста в породах, ранее относимых к позднему докембрию. В связи с этим в строение Уколкитской части прогиба могут быть внесены значительные изменения.

Удино-Витимский прогиб располагается к югу от Котеро-Уакитского, занимая пространство вплоть до Селенгино-Становой зоны. Образования, относимые здесь к рифею, наблюдаются фрагментарно. Они слагают относительно небольшие участки, представляющие собой провесы кровли в Ангаро-Витимском батолите, претерпели как региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, так и контактовый, достигавший условий амфиболитовой фации. В результате они часто превращены в гнейсы, амфиболиты, кристаллосланцы и мрамора. Эти факторы затрудняют определение их первичного генезиса, возраста, расчленение и корреляцию. Чаще всего рифейские отложения объединяются в *икатскую и селенгинскую серии*.

Икатская серия получила распространение на востоке и северо-востоке прогиба. На участках относительно слабометаморфизованных образований устанавливается ее терригенно-вулканогенный состав с преобладанием вулканогенных образований в низах разреза. Состав вулканитов преимущественно базальтовый, в меньшей степени плагиориолитовый. С ними часто ассоциируют интрузивные массивы габбро-плагиогранитового состава. Эти образования сходны с породами второго «островодужного» этапа развития Байкало-Муйского пояса.

На юго-западе прогиба рифейские образования объединены в селенгинскую серию. Строение ее разреза близко катерской серии. Внизу разреза выходят вулканогенно-терригенные отложения, в средней части – терригенно-сланцевые, вверху – карбонатные. Следует отметить, что раньше в пределах Удино-Витимского прогиба к рифею относились мощные толщи карбонатных отложений, в которых впоследствии была обнаружена

скелетная фауна кембрийского возраста. Вполне возможно, что относимые сейчас к рифею отложения могут частично также оказаться более молодыми.

На западе области в пределах Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса и Чуйского блока наблюдаются узкие, но выдержанные по простиранию полосы пород, аналогичных байкальской серии и вышележащим венд-нижнекембрийским отложениям краевой части Сибирской платформы. Они, как правило, с одной стороны ограничены разломами, с другой – залегают с размывом на подстилающих образованиях.

3.5.4. ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Палеозойские образования получили широкое распространение на территории области. На современном эрозионном срезе они преобладают в центральной и южной ее частях, в небольших объемах наблюдаются и по периферии области. Среди них главную роль играют разнообразные гранитоиды, слагающие в основном Ангаро-Витимский батолит. Стратифицированные породы распространены фрагментарно, но участками слагают довольно обширные поля. Среди них можно выделить образования ранне- и позднепалеозойского тектоно-магматических этапов развития.

Породы раннепалеозойского этапа распространены довольно широко и слагают поля площадью до 800 км^2. Они повсеместно залегают с угловым несогласием на подстилающих образованиях. Характер разреза на разных участках области различается в значительной степени. Они разделены на свиты с разными названиями.

В Среднем Привитимье на раннепротерозойских образованиях Северо-Муйской и Южно-Муйской глыб и рифей-вендских – Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса залегает с размывом *мамаканская серия* в составе *падроканской и сидельтинской свит* мощностью от десятков до первых сотен метров. В основании ее разреза выходят мелкогалечные конгломераты и (или) гравелиты. Выше они сменяются песчаниками, затем появляются сланцы и доломиты. Эти отложения, по данным Т. А. Дольник, содержат строматолиты и онколиты венда.

На мамаканской серии согласно лежит карбонатная *янгудская серия* в составе *золотовской* существенно доломитовой*, аиктинской* известняковой *и огненской* глинисто-карбонатной *свит*. Мощность серии достигает двух и более километров. Здесь границу венда и кембрия по преобладанию определенных форм строматолитов и микрофитолитов Т. А. Дольник проводит в середине золотовской свиты. В аиктинской свите найдена фауна раннего кембрия, начиная с атдабанского яруса, в огненской – фауна амгинского яруса среднего кембрия. На огненской свите с размывом и конгломератами в основании залегает глинисто-мергелистая *казанкинская свита* условно позднекембрийского возраста видимой мощностью до 400 м. В карбонатных отложениях нижнего кембрия установлена **золото-ртутная минерализация (Аиктинское месторождение).**

По мнению Л. И. Салопа, в регионе имеет место падроканская свита двух типов. Первый тип распространен на краях Северо-Муйской глыбы, имеет малую мощность (первые десятки метров) и малый объем груботерригенных отложений. На удалении от глыбы выделялась падроканская свита с большим объемом грубообломочных отложений и мощностью 800–1500 м. По данным В. В. Булдыгерова, образования, выделяемые в падроканскую свиту большой мощности, залегают с размывом на карбонатных кембрийских породах янгудской серии и имеют вулканогенно-терригенный состав. Они выделены им в *каалинскую свиту* предположительно раннеордовикского возраста. Вулканогенные образования имеют контрастный риолит-базальтовый состав.

В регионе широко распространены субвулканические интрузии основного состава, объединяемые в *бирамьинский комплекс* раннеордовикского возраста. По-видимому, они являются комагматами вулканитов каалинской свиты. Более поздние палеозойские образования представлены в основном гранитоидами Ангаро-

Витимского батолита, в небольшом объеме – интрузивными породами другого состава и позднепалеозойскими отложениями.

В бассейне р. Верхней Ангары на олдакитской свите вендского возраста с размывом залегает *тукаломийская свита*, относимая также к венду. Её параллелизуют с мамаканской серией Среднего Привитимья. Она сложена внизу преимущественно песчаниками, вверху – переслаивающимися алевролитами, филлитами, углеродисто-карбонатными сланцами и известняками. Отмечаются прослои марганценосных карбонатов. Мощность свиты превышает 1700 м. На ней согласно лежит карбонатная *кооктинская свита* (аналог янгудской серии) с фауной раннего кембрия мощностью 2400–2500 м. Завершает здесь разрез раннего палеозоя также карбонатная *кумакская свита* видимой мощностью до 800 м с фауной среднего кембрия.

В междуречье Баргузина и Верхней Ангары на рифейской котерской серии с несогласием залегает вендская преимущественно терригенная *турикская свита* мощностью до 450 м с конгломератами и базальтоидами внизу и прослоями сланцев и доломитов. Она согласно перекрыта карбонатной *бирамьинской свитой* с фауной раннего кембрия. Мощность ее определяется в 1450–1650 м. Эта свита с размывом перекрыта конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов *ирканданской свиты*. Мощность ее достигает 700 м, возраст условно определяется позднекембрийским.

В пределах Удино-Витимского района разрез раннепалеозойских отложений начинается с *олдындинской свиты* осадочно-вулканогенного состава. Преобладают вулканогенные образования кислого состава, в меньшем объеме наблюдаются вулканогенные образования среднего и основного составов. Широко распространены туфовые и жерловые фации, а также субвулканические тела. Вулканические процессы сопровождались интенсивной гидротермальной деятельностью с образованием **колчеданных свинцово-цинковых, сидеритовых, сульфидно-гематитовых руд с бором и марганцем**. Наиболее крупным рудным объектом этого времени является **Озернинское полиметаллическое месторождение**, приуроченное к вулканическому центру. С вулканитами переслаиваются туфогенно-терригенные отложения, песчаники, алевролиты и рифогенные известняки с археоциатами и трилобитами раннего кембрия, начиная с атдабанского яруса. Мощность свиты определяется в 2500–2900 м. На олдындинской свите согласно залегает *химгильдинская свита* нижнего-среднего кембрия терригенно-сланцевого состава с прослоями известняков и кислых вулканитов. Мощность ее составляет около 2500 м.

В этом же регионе выделяются свиты (*исташинская, багдаринская, бурундинская*) терригенного состава, часто в ассоциации с вулканитами. Они условно считаются позднекембрийскими или ордовикскими и являются, вероятно, стратиграфическим аналогом каалинской свиты Среднего Привитимья.

К западу в разрезе кембрия уменьшается объем вулканогенных образований, но возрастает объём карбонатных отложений. Здесь ниже отложений с кембрийской фауной залегает толща преимущественно терригенных отложений мощностью более 1000 м. Это *талаканская и татауровская свиты*. Они относятся к венду.

Раннепалеозойские образования наблюдаются также в пределах Селенгино-Становой зоны. Они будут рассмотрены при её описании.

Метаморфизм пород раннего палеозоя обусловлен влиянием в основном гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Вблизи контакта с ними условия метаморфизма достигали амфиболитовой фации. Силикатные породы ороговикованы, а карбонаты мраморизованы, на отдельных участках скарнированы. С удалением от контактов степень метаморфизма уменьшается вплоть до полного отсутствия.

Более поздние палеозойские образования представлены в основном интрузивами. Супракрустальные породы позднего палеозоя распространены преимущественно на юге области и будут рассмотрены при описании Селенгино-Становой области. Здесь следует лишь отметить, что в последнее время появились данные об их присутствии в Южно-

Муйском хребте. Здесь в карбонатно-глинисто-терригенных породах, ранее относимых к кембрию, были выявлены палеонтологические остатки девон-карбонового возраста. Причём отложения с этими остатками тектонически перемежаются с отложениями, содержащими фауну раннего кембрия. Есть признаки существования в прошлом отложений этого возраста и в более северных районах, в настоящее время смытых.

3.5.5. АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ

Почти третья часть области занята гранитоидами Ангаро-Витимского полихронного батолита, который является крупнейшим в мире. Вытянут он в северо-восточном направлении и сечёт все структуры докембрия. Площадь его выхода на поверхность достигает 120 000 км^2. Занимает батолит преимущественно территорию раннедокембрийского **Баргузинского геоблока (микроконтинента)**, реликты которого представлены Амалатской глыбой и более мелкими выходами раннедокембрийских образований. Кроме того, возрастные аналоги батолита распространены в виде относительно небольших массивов (сателлитов) по периферии батолита и прослеживаются почти во всей Селенгино-Становой зоне. Мощность гранитоидов по геофизическим данным по периферии батолита составляет около 5 км, к центру батолита она возрастает до 15–20 км. То есть гранитоиды батолита местами слагают весь гранитный слой коры.

Время образования батолита вызывало и вызывает споры. Основываясь на изотопных датировках и взаимоотношениях с раннепалеозойскими образованиями, ряд исследователей (Б. В. Яблоновский и др.) считают батолит позднепалеозойским. Другие исследователи относят основную массу гранитоидов батолита либо к позднему протерозою (В. И. Давыдов и др.), либо к раннему палеозою (Б. А. Литвиновский и др.). Это во многом обусловлено тем, что более поздние этапы гранитообразования стирали древние изотопные метки.

Как показывает анализ фактического материала по взаимоотношениям гранитоидов с вмещающими образованиями и изотопных датировок, этот батолит формировался пульсационно в течение длительного времени. В его формировании можно выделить несколько этапов, разделённых периодами перерыва в магмаобразовании. Гранитообразование происходило неоднократно, постепенно увеличивая объем гранитоидного материала. Каждый новый этап гранитообразования приводил, в первую очередь, к частичной ремобилизации ранее возникших гранитоидов, стирая существовавшие изотопные метки.

Ангаро-Витимский батолит занимает в основном территорию Баргузинского мегаблока, сложенного первоначально породами раннего докембрия. Судя по выходам пород этого возраста по периферии области, они были в значительной степени гранитизированы уже в раннем докембрии и среди них значительный объём занимали автохтонные гранитоиды. Гранитоиды этого возраста сохранились лишь в периферийных выходах раннедокембрийских образований. Это приморский комплекс в Байкальской, чуйский комплекс в Чуйской и Нечерской, амандракский в Тонодской глыбах. В пределах Баргузинского мегаблока они, по-видимому, подверглись ремобилизации и потому изотопными методами не устанавливаются.

Гранитообразование происходило и в позднем протерозое. Оно сопровождалось интенсивным кремнисто-калиевым метасоматозом (среднинский комплекс метасоматитов), сопровождавшимся формированием перемещённых гранитоидов. Они сохранились по периферии батолита и представлены бамбукойским и лесным комплексами. Рифейские гранитоиды есть и в пределах батолита в составе баргузинского комплекса, о чём свидетельствует датировка в 1014 млн. лет, полученная по гранитам в вершине р. Баргузин.

Основная стадия формирования батолита приходится на ранний палеозой. Ей предшествовало внедрение мелких массивов габброидов бирамьинского комплекса – комагматов базальтоидов каалинской свиты. В начале формировались магмы диорит-гранодиоритового, а затем гранит-плагиогранитового составов *светлинского комплекса*.

Эти породы формировались преимущественно без перемещения (автохтонные) путём магматического замещения, в меньшем объеме наблюдаются перемещенные (аллохтонные) массивы. Среди гранитоидов светлинского комплекса часто наблюдаются участки пластовой формы не перемещенных вмещающих пород, подвергшихся в разной степени гранитизации. Изотопные данные, полученные по сохранившимся гранитоидам светлинского комплекса, располагаются вблизи границы ордовика и силура.

Вблизи границы девона и карбона вдоль зон глубинных разломов внедрились массивы пород ультращелочного состава с калиевым характером щелочности. Это *сынныр-ский комплекс* на севере и *сайженский* – в центре области. Содержания K_2O в породах этих массивов, называемых сынныритами, иногда превышает 20 %. Они представляют собой **комплексное полезное ископаемое с получением окиси калия, алюминия, фосфора и редких земель**. Формировались эти комплексы в две фазы. В первую фазу внедрялась магма ультращелочного состава (щелочные сиениты). Во вторую фазу формировались тела граносиенитов-сиенитов. Наиболее крупные тела – **Сынныр-ский и Бурпалинский.**

По изотопным данным в это же время на юге области внедрялись гранитоиды *витимканского комплекса*. В пределах Мамского прогиба возникли гранитогнейсовые купола. Центральные их части сложены гранитами *мамского комплекса*, представляющими собой ремобилизованные раннедокембрийские образования, аналогичные породам Чуйского блока. Периферии куполов сложены гранитогнейсами, среди которых распространены **мусковитоносные пегматиты**.

Вблизи границы карбона и перми главным образом на севере области вновь интенсивно проявилось гранитообразование. В основном возникли перемещенные гранитоидные массивы, близкие к изометричным. Они внедрялись также в две фазы. Первая фаза представлена сиенитами и граносиенитами, вторая – гранитами и лейкогранитами. На севере эти гранитоиды объединены в *конкудеро-мамаканский комплекс*. В Южно-Муйском хребте такой же изотопный возраст имеют лейкограниты *дёминского комплекса*. В Удино-Витимском регионе близкий возраст имеют гранитоиды *зазинского комплекса.* Гранитоидам этого этапа предшествовала и их сопровождала интенсивная метасоматическая деятельность. Главным образом происходили площадные калишпатизация и окварцевание более древних гранитоидов с образованием порфиробластических структур. Состав субстрата под воздействием метасоматических процессов приближался к составу пород перемещенных гранитоидов. На некоторых участках появились разности со щелочными темноцветными минералами. В результате в большинстве случаев произошло «омоложение» изотопных датировок, которые расположены в основном вблизи границы карбона и перми.

Таким образом, формирование Ангаро-Витимского батолита происходило, как минимум, в четыре этапа. Поэтому он считается полихронным.

С гранитоидами Ангаро-Витимского батолита связаны **месторождения молибдена (Орекитканское, Жарчихинское), вольфрама.**

3.5.6. СЕЛЕНГИНО-СТАНОВАЯ ЗОНА

Селенгино-Становая зона занимает юг области и вытянута полосой северо-восточного простирания, вдоль ее границы с Монголо-Охотской областью палеозойской складчатости по Монголо-Охотскому шву. Прослеживается она далеко за пределы области: к востоку почти до побережья Охотского моря и к юго-западу на территорию Монголии.

В пределах зоны преобладают разновозрастные гранитоиды. Породы субстрата сохранились на отдельных относительно небольших участках. Как правило, они в значительной степени гранитизированы. Наиболее древние изотопные датировки в Селенгинской части зоны, по-видимому, в значительной степени омоложенные, соответствуют позднему рифею. Но на продолжении к востоку, в Становой части устанавливаются ар-

хейские образования, слагающие так называемую **Могочинскую глыбу** и другие выходы. С большой долей вероятности можно утверждать, что раннедокембрийские образования были распространены и в пределах Селенгинской части зоны.

Раннеархейские образования объединены в *могочинский метаморфический комплекс* условно вулканогенно-осадочного происхождения. Он подразделён на 4 подкомплекса: кристаллосланцевый, гнейсовый, кварцит-глинозёмистый и карбонатный. Породы комплекса прорваны телами основного состава и вместе с ними метаморфизованы в гранулитовой фации. Выделяются также метаморфические комплексы позднего архея (*никиткинский метаморфический комплекс*) и раннего протерозоя (*тунгирский метаморфический комплекс*), сходного состава.

Гранитообразование в пределах зоны происходило неоднократно, с образованием полихронных гранитогнейсовых куполов. С могочинским комплексом ассоциируют гранитоиды *верхнемоклинского гранитоидного комплекса*. Это гиперстенсодержащие кварцевые диориты, сиениты и гранодиориты, эндербиты, чарнокиты, в значительной мере преобразованные в плагиогранитогнейсы. Массивы характеризуются обилием скиалитов субстрата, имеют постепенные переходы во вмещающие породы и окружены широкими ореолами мигматитов. Породы комплекса, как и могочинского комплекса, метаморфизованы в гранулитовой фации. В этой зоне также выделяются гранитоиды позднеархейского *древнестанового комплекса*, описанного в разделе «Алданский щит». Гранитоиды раннего протерозоя представлены *позднестановым комплексом*, в который объединены метасоматические, палингенно-метасоматические и интрузивно-анатектические гранитоиды. В его формировании выделяется три этапа. В первый этап сформировались плагиогнейсо-граниты, гнейсо-тоналиты, гнейсо-граниты, мигматиты; во второй этап – гнейсовидные гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые диориты; в третий этап – гнейсограниты, граниты, кварцевые сиениты.

В Селенгинской части зоны выделяется *малханский метаморфический комплекс* предположительно рифейского (возможно, раннедокембрийского) возраста, развитый в обрамлении гранитогнейсовых куполов. Сложен он плагиогнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами с редкими горизонтами и линзами кварцитов, глинозёмистых сланцев и мраморов. Породы метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, интенсивно гранитизированы и мигматизированы.

Вблизи Монголо-Охотского шва сохранились поля раннепалеозойских пород. К ним относятся *солонцовская свита*, сложенная вулканитами пёстрого состава с прослоями терригенно-карбонатных отложений, и ее аналоги (*катаевская свита*). Интрузивные образования этого возраста объединены в состав *кручининского диорит-габбрового* и *крестовского тоналит-плагиогранит-гранодиоритового* комплексов. Кручининский комплекс объединяет непрерывный ряд пород от дунитов до диоритов, слагающих в различной мере расслоенные тела. С расслоенными интрузивами связана **титано-магнетитовая и апатитовая минерализация**. Крестовский комплекс объединяет интрузии гранодиоритов, тоналитов, кварцевых диоритов, плагиогранитов. В краевых частях распространены порфиробластические и гнейсовидные разности. Он сопоставляется *джидинским комплексом* Джидинской зоны.

Крупные (2000–3000 км^2) массивы палингенных гранитоидов раннепалеозойского возраста объединены на западе зоны в *малханский*, а на востоке – в *олёкминский комплексы*. Они слагают центральные части купольных структур, содержат большой объём скиалитов и переходы во вмещающие породы через зоны мигматитов. Преобладают в составе комплексов граниты и гнейсо-граниты с переходами к плагиогранитам и кварцевым диоритам. Более поздними являются тела лейкогранитов.

В пределах зоны выделяются полихронные гранитоиды с возрастом от раннего палеозоя до юры. Они слагают гранитогнейсовые купола площадью до 1000 км^2, которые сложены гнейсовидными гранитами и гранодиоритами со скиалитами и зонами мигматизации по периферии.

Начиная с карбона, в пределах зоны происходила тектоно-магматическая активизация с образованием вдоль Монголо-Охотского разлома **Селенгино-Станового плутоно-вулканического пояса**, состоящего из крупных сводовых поднятий и приразломных прогибов. Его образования распространены и в южной части Удино-Витимской зоны.

В раннем карбоне накопились терригенные отложения *ортинской свиты*, которые залегают с размывом на гранитоидах малханского комплекса. Они прорваны интрузиями гранитоидов, сопоставляемых с витимканским комплексом более северных территорий. Наиболее распространены биотитовые и лейкократовые граниты, часто насыщенные ксенолитами вмещающих пород. В краевых частях массивов они переходят в гранодиориты и диориты.

Относительно широко распространены породы перми. В это время здесь в приразломных прогибах, вытянутых в северо-восточном направлении, накапливались в континентальных условиях терригенно-вулканогенные отложения *тамирской серии*. Состав вулканитов в основном средний и основной повышенной щелочности. На отдельных участках преобладают трахириолиты. Отмечается гомодромная последовательность изменения состава вулканитов. Часто встречаются туфогенно-осадочные и субвулканические образования. К востоку в качестве аналога тамирской свиты выделяется *куйтунская серия* сходного состава.

Тамирская свита прорвана многофазными интрузиями *бичурского комплекса*. Состав его меняется гомодромно. Первая фаза представлена габбро, габбродиоритами, диоритами и монцонитами; вторая – гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми сиенитами и гранитами; третья – лейкократовыми и биотитовыми гранитами, гранит-порфирами. К северу в составе комплекса становится больше гранитов и увеличивается щёлочность пород. Его массивы трещинного и центрального типов обычно приурочены к сводовым морфоструктурам. С гидротермально-метасоматическими образованиями третьей фазы связана **молибденовая, вольфрамовая и другая рудная минерализация**. Бичурский комплекс считается аналогом ингамакитского комплекса запада Алданского щита.

Бичурский комплекс прорывается экструзиями *цаган-хунтейской свиты* пермотриасового возраста. Она сложена преимущественно вулканитами, слагающими крупные вулканические полигенные постройки. Внизу разреза вулканиты имеют трахибазальтовый, трахиандезитовый, трахитовый состав с большим объёмом туфов и туффитов. Более молодыми являются трахириолиты и комендиты, слагающие преимущественно экструзивные тела. Для вулканитов характерно преобладание натрия над калием. На востоке зоны в качестве аналога цаган-хунтейской свиты выделяется *джилиндинская* свита. С вулканитами этой свиты часто ассоциируют субвулканические интрузии сиенит-порфиров и субщелочных гранит-порфиров. С ними иногда связаны вторичные кварциты с **торий-редкоземельной минерализацией**.

3.5.7. МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мезозойские образования на севере области представлены только дайками, которые образуют пояса или разрозненные поля. Они объединены в два комплекса. Более ранние образования представлены габбродиабазами и лампрофирами *хурай-байбинского комплекса*. Они прорываются дайками гранитового состава *аглан-янского комплекса*. С малыми интрузивными телами мезозойского возраста связывают **золотое оруденение** в регионе (Ирокиндинское, Кедровское, Троицкое).

Более широкое распространение мезозойские образования получили на юге области, преимущественно в Селенгино-Становой зоне, где представлены породами всех трёх систем.

В раннем триасе внедрились интрузивы щелочных и субщелочных гранитов, лейкогранитов, кварцевых сиенитов. На западе зоны эти образования разделены на два комплекса. Более ранние субщелочные образования выделяются в качестве *кудунского*, а бо-

лее поздние щелочные – *куналейского комплексов*. Породы этих комплексов визуально неразличимы. Если нет наблюдений над их взаимоотношением, то породы кудунского и куналейского комплексов можно разделить только по микроскопии, по наличию или отсутствию щелочных тёмноцветных минералов. Поэтому они картируют как единый комплекс. На западе зоны они объединены в *куналейский* (*соготинский*), а на востоке в *нерчуганский комплексы*. Эти комплексы составляют восточную часть обширного *Монголо-Забайкальского пояса щелочных интрузий*. Их массивы часто залегают среди близких к ним по составу вулканитов цаган-хунтейской и джилиндинской свит, образуя с ними единые очаговые вулкано-плутонические структуры. С постмагматическими процессами – окварцеванием, грейзенизацией связаны **флюорит-бериллиевое (месторождение Ермаковское), вольфрамовое, молибденовое, а с зонами альбитизации – тантал-ниобиевое оруденение**.

Со средней юры Селенгино-Становая зона развивается однотипно с расположенной к югу Восточно-Забайкальской системой Монголо-Охотской области палеозойской складчатости. Здесь формируются приразломные впадины северо-восточного простирания, которые выполнены континентальными терригенно-вулканогенными отложениями.

В пределах Селенгино-Становой зоны разрез юрских отложений, выполняющих приразломные грабен-синклинали и кольцевые структуры, начинается с *нюкжинской серии*. Это терригенно-вулканогенные образования. Среди терригенных образований преобладают грубообломочные разности, часто с примесью туфогенного материала. Вулканиты представлены лавами, экструзивами и туфами с изменением состава от андезитов до риолитов, часто с повышенной щёлочностью. С вулканитами ассоциируют мелкие тела субвулканических гранодиорит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, монцонит-порфиров, диорит-порфиритов, гранит-порфиров. Латеральным аналогом серии на западе зоны являются *ичетуйская, тугнуйская и харюлгатинская свиты*.

Комагматичным нюкжинской серии является *амананский интрузивный комплекс*. Внедрялся он в две фазы. В первую фазу внедрились концентрически-зональные тела гранодиоритов, кварцевых сиенитов, гранитов, кварцевых диоритов, кварцевых монцонитов с повышением основности от центра к периферии. Вторая фаза состоит из небольших тел биотитовых и лейкократовых гранитов. С комплексом связано **молибденовое оруденение**.

Верхнеюрские стратифицированные образования представлены *нерчинской серией*. Слагающие её породы выполняют крупные депрессии или грабены и представлены терригенными и вулканогенными разностями. Терригенные отложения имеют пролювиально-аллювиально-озёрный генезис. Вулканиты относятся к контрастной трахиандезит- или андезит-риолитовой формации и сопровождаются субвулканическими телами того же состава. Они прорваны амуджикано-сретинским интрузивным комплексом, распространённым и за пределами зоны и потому рассмотренным в разделе «Восточно-Забайкальская система…». Возрастным аналогом серии на западе зоны является *бадинская свита*, сложенная кислыми вулканитами и терригенными отложениями.

В пределах гранитогнейсовых куполов и валов в древних кристаллических породах распространены позднеюрские реоморфические образования, представленные двуслюдяными гранитами и лейкогранитами. Они обычно завершают формирование полихронных гранитоидных массивов. При достаточной обособленности и интрузивных взаимоотношениях с вмещающими породами эти образования выделяются в качестве *дотулурского* (на востоке зоны) или *гуджирского* (на западе зоны) *комплексов*. С ними связаны альбититы с **редкометалльной, редкоземельной, вольфрамовой, молибденовой и флюоритовой минерализацией**.

Наиболее полно наземные образования позднемезозойского времени представлены в пределах Удско-Еравнинской впадины. Здесь наиболее древние отложения имеют средне-позднеюрский возраст. Они имеют грубообломочный состав с прослоями кремнисто-карбонатных и глинистых сланцев и вулканитов пестрого состава повышенной щелочности.

В меловой период в основном область представляла пенеплен, где формировались коры выветривания. В последующем они были размыты, лишь в редких случаях отмечаются их реликты. Со второй половины раннего мела и в палеогене в приразломных впадинах на фоне пенеплена накапливались терригенно-угленосные отложения. В Удско-Еравнинской впадине они представлены в основном терригенными озерно-аллювиальными отложениями с прослоями кремнисто-карбонатных осадков и **углей.**

3.5.8. КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В неотектонический этап развития рассматриваемый регион полностью попадает в пределы Байкальской рифтогенной области. Начало ее существования приходится на вторую половину палеогена. По данным В. В. Ярмолюка и М. И. Кузьмина, вначале в рифтогенной области был слабо расчленённый рельеф. Климат был тёплый и влажный. Интенсивность вертикальных движений резко возросла 3,5–3 млн. лет назад и началось похолодание, приведшее к образованию горно-долинного оледенения. В результате сформировалась горная страна и система рифтогенных впадин. Наиболее крупные из них **Байкальская, Баргузинская, Верхнеангарская и Муйско-Куандинская**. Продолжением системы на восток является **Чарская впадина** на Алданском щите на западе – **Тункинская и Хубсугульская** в Восточно-Саянской области. Они заполнялись вначале озерно-аллювиальными отложениями, а затем широкое развитие получили пролювиально-аллювиальные отложения. Мощность отложений в рифтогенных впадинах достигает 1000 и более метров. Наибольшая мощность кайнозойских отложений устанавливается, по геофизическим данным, в Байкальской впадине, где она превышает 6 км. Около впадин расположены наиболее высокие хребты, достигающие отметок 2–3 км. Следовательно, амплитуда неотектонических движений составляет многие километры.

Рифтогенез сопровождается интенсивной вулканической деятельностью, сосредоточенной на отдельных участках. Особенностью Байкальской рифтогенной области является разобщенность проявлений вулканизма и впадин. Наиболее крупное поле кайнозойских вулканитов расположено на Витимском плоскогорье. Оно имеет площадь 4,5 км^2. Мощность вулканитов достигает многих сотен метров. Состав вулканитов основной повышенной щелочности. Выделяется три главных этапа вулканической деятельности. Наиболее ранний этап приходится на олигоцен, когда возникли вулканические постройки центрального типа, расположенные цепочками вдоль разломов. В неогене последовали трещинные излияния лав с образованием базальтовых плато. Завершался вулканизм в четвертичное время формированием в пределах плато мелких туфовых конусов.

Западная часть Селенгино-Становой зоны также попадает в зону влияния Байкальской рифтовой области. Здесь возникли серии относительно небольших рифтогенных прогибов. Наибольший из них Гусиноозерский. Большая его часть занята в современное время Гусиным озером. На отдельных участках проявился вулканизм базальтового состава повышенной щелочности. Размеры их небольшие: по площади достигают 0,7 км^2, по мощности – до 60 м. Протяжённость потоков не превышает 15 км. Местами наблюдаются подводящие каналы: дайки и штоки размером в плане до 50х500 м. Наиболее крупными полями вулканизма являются **Чикойское и Джидинское.**

В четвертичное время область подверглась горно-долинному оледенению, следы которого представлены моренами в долинах крупных водотоков и продуктами их перемыва. Многочисленны озера, как выпаханные ледниками, так и подпруженные моренами. Выделяется 3 или 4 фазы оледенения.

В рыхлых кайнозойских отложениях известны многочисленные **месторождения россыпного золота**. Многие из них уже выработаны. На Верхневитимском плато выявлены **гидрогенные месторождения урана**. С рифтогенными разломами известны многочисленные **источники минерализованных термальных вод**, имеющих важное бальнеологическое значение (**месторождения Горячинское, Гаргинское, Дзелиндинское и др.**). В рифтогенных впадинах известны **проявления газа и нефти**.

3.6. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития довольно чётко выделяются раннедокембрийский, позднепротерозойский, палеозойский и мезокайнозойский этапы развития.

3.6.1. РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Ввиду отсутствия достоверных датировок возраста наиболее древних пород области, ее архейскую историю можно расшифровать лишь предположительно. На севере области плагиогнейсы Чуйского и Нечерского блоков, по-видимому, представляют собой формацию «серых гнейсов», которую можно сопоставить с олекминским комплексом Алданского щита. На востоке Селенгино-Становой области наблюдаются блоки меланократовых пород (Могочинская и другие блоки), которые, возможно, являются реликтами первичной коры или зеленокаменных поясов, широко распространенных в фундаменте Сибирской платформы.

Раннепротерозойские супракрустальные образования выделяются более уверенно. Они слагают Тонодский, Северо-Муйский и, вероятно, Байкальский блоки, а также распространены по периферии Чуйского и Нечерского блоков. Накапливались эти отложения в первую половину раннего протерозоя. По-видимому, в это время на территории области существовал единый с Удоканским прогибом на западе Алданского щита бассейн осадконакопления протоплатформенного типа. На его востоке и северо-востоке накапливались преимущественно терригенно-глинистые отложения, сходные с отложениями Удоканского прогиба. К западу и юго-западу в верхах разреза получили распространение карбонатные осадки.

Вторая половина раннего протерозоя характеризуется интенсивным метаморфизмом и гранитообразованием. Выделяется два этапа проявления этих процессов. Первый этап имеет возраст 2–2,1 млрд. лет. Он характеризуется условиями эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, а кое-где и гранулитовой фаций метаморфизма, широким развитием автохтонных гранитоидов (куандинский, угольканский и другие комплексы), гранитизации и мигматизации. Интенсивность метаморфических процессов в пределах области, в общем, нарастает с северо-востока на юго-запад. Основные метаморфические преобразования в Тонодском блоке достигали условий эпидот-амфиболитовой фации, а в Байкальском блоке – амфиболитовой и гранулитовой фаций.

На западе области на этот период приходится первый этап формирования Северо-Байкальского полихронного вулкано-плутонического пояса. Он заложился вдоль разлома, отделившего Чуйский и Баргузинский блоки от фундамента платформы. Пояс имеет продолжение в субмеридиональном направлении в тело платформы вплоть до Вилюйской синеклизы. В условиях мелководного прогиба формировались щитовые и полигенные вулканы с гомодромным изменением состава от базальтового до риолитового (большеминский комплекс). Внедрялись также интрузивные тела с гомодромной последовательностью от габбро до гранитов и плагиогранитов (кутимский комплекс).

Второй этап приходится на период 1750–1850 млн. лет. По-видимому, в это время под воздействием относительно изометричного плюмажа началось формирование Байкало-Патомской дуги. Вновь оживают тектоно-магматические процессы в пределах Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса и его ответвлений: Малоакитканское и Абчадское. Вначале извергались в относительно небольших объёмах магмы основного состава (малокосинский комплекс) и накапливались мелководные терригенно-глинистые отложения. Затем в условиях континентального грабеноподобного прогиба последовательно формировались огромные экструзивно-лавовые постройки трахиандезитов (куленянский комплекс), сопровождаемые гипабиссальным дельбичиндинским комплексом, трахидацитов (домугдинский комплекс) и риолитов (хибеленский комплекс), с гипабиссальным яральским комплексом. За пределами пояса широкое распространение получили массивы гранитоидов: приморский, чуйский, амандракский, кодарский и другие комплек-

сы, расположенные вдоль внешней части Байкало-Патомской дуги и в Селенгино-Становой зоне.

Завершается формирование Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса (третий цикл) на фоне накопления континентальных грубообломочных отложений вулканизмом преимущественно латитового (ламборский комплекс), а затем трахириолитового (чайский комплекс) составов.

В конце раннего протерозоя область вместе с Сибирской платформой испытывает поднятие и интенсивную денудацию, завершающуюся формированием кор выветривания.

3.6.2. ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Рифейские образования повсеместно залегают с глубоким размывом и угловым несогласием. В раннем рифее на территории области под воздействием изометричного плюма возник обширный Витимо-Патомский прогиб с дугообразным северным ограничением, захватывающий и краевую часть Сибирской платформы (см. Байкало-Патомский перикратонный прогиб в разделе «Сибирская платформа»). Он существовал в течение почти всего позднего протерозоя. В условиях колебательных движений накапливались преимущественно ритмичные терригенно-глинисто-карбонатные отложения. Амплитуды вертикальных движений в пределах бассейна были распределены неравномерно, что обусловило латеральную фациальную изменчивость разреза. Для относительных поднятий, проявлявшихся унаследованно, характерны сокращенные мощности осадков. В их пределах периодически возникали острова, обуславливающие перерывы в осадконакоплении. В современном эрозионном срезе эти поднятия в основном представляют собой блоки раннедокембрийских образований.

Вначале прогиб возник на севере области, захватывая и прилегающие районы Сибирской платформы (пурпольское время). В возникшем бассейне накапливались преимущественно продукты перемыва кор выветривания: терригенные существенно кварцевые и глинистые высокоглиноземистые отложения.

Вышележащая медвежевская свита, по данным А. И. Иванова, залегает на пурпольской с размывом, а кое-где без перерыва. В медвежевское время бассейн осадконакопления несколько расширился в южном направлении. Оно характеризуется высокой тектоно-магматической активностью. По данным А. И. Иванова, в этот период широкое развитие получили грабеновые фации и вулканиты базальтового состава.

В среднем рифее (баллаганахский региональный горизонт) бассейн осадконакопления распространился и на остальную территорию области. На севере баллаганахская серия среднего рифея залегает с частичным размывом и грубообломочными отложениями в основании, что свидетельствует о предшествующем поднятии территории области. В Делюн-Уранском районе в основании разреза расположены продукты перемыва кор выветривания (даннинская свита). На склонах Северо-Муйского блока в основании рифейского разреза наблюдается пачка конгломератов (низы самокутской свиты). В Олокитском районе возникла рифтогенная структура с конгломератами и вулканитами контрастной риолит-базальтовой серии в основании разреза (низы тыйской свиты). В Котеро-Уакитском районе низы видимого разреза представлены также вулканогенно-терригенными отложениями. Вероятно, осадконакопление в этот период распространилось и на южную половину области. Вверх по разрезу повсеместно наблюдается постепенное уменьшение зернистости терригенных отложений, появление вначале глинистых, часто углеродистых, а затем карбонатных осадков. Вероятно, в этот период в пределах Северо-Муйской глыбы вдоль разломов проявились вулканические процессы, с извержением магмы контрастного риолит-базальтового состава с повышенной щелочностью (безымянская свита). В баллаганахское время осадконакопление распространилось и на Прибайкальскую часть Байкало-Патомского перикратонного прогиба краевой части Сибирской платформы (голоустенская свита).

Вблизи границы среднего и позднего рифея в центральной части области в условиях водного бассейна осадконакопления (Витимо-Патомского прогиба) в результате активизации плюма возникла дугообразная рифтогенная структура (Байкало-Муйский прогиб). Вначале в его пределах интенсивно проявились вулканические процессы с извержением магмы базальтового, в значительно меньшем объеме плагиориолитового составов; они сопровождались внедрением габброидов; осадочные породы играют незначительную роль (келянский вулканический комплекс). В остальной части Витимо-Патомского прогиба продолжали накапливаться осадочные терригенно-глинисто-карбонатные отложения. На севере прогиба кое-где отмечаются следы перерыва в осадконакоплении (основание дальнетайгинского горизонта).

В начале позднего рифея образования в пределах Байкало-Муйской рифтогенной структуры подверглись интенсивному рассланцеванию и метаморфизму зеленосланцевой (келянский комплекс), а на ее западе амфиболитовой фации (нюрундуканская толща)

В первой половине позднего рифея в Байкало-Муйской рифтогенной структуре происходили интенсивные вулканические извержения с широким развитием эксплозивных и субвулканических фаций. Состав магмы был полнодифференцированный базальт-плагиориолитовый с преобладанием крайних членов ряда дифференциации. Вулканиты ассоциируют с вулканогенно-осадочными и осадочными песчано-глинистыми, иногда углеродистыми отложениями (устькелянская толща, буромская и аюлиндинская свиты). Они прорваны интрузиями габбро-плагиогранитового двухфазного таллаинского комплекса.

В Олокитском (ондокско-итыкитская серия) и Бодайбинском (ныгринская серия) прогибе продолжали накапливаться ритмичные терригенно-глинисто-карбонатные, часто битуминозные отложения. В Олокитском прогибе они сопровождались интенсивными вулканическими извержениями с вулканитами контрастного базальт-риолитового состава (итыкитский вулканический комплекс).

Во второй половине рифея и в венде Байкало-Муйская рифтогенная структура подверглась интенсивному сжатию. Это привело к возникновению широких зон динамометаморфических сланцев, на которые наложился интенсивный кремниево-щелочной, существенно калиевый метасоматоз с образованием полей кварцево-полевошпатовых метасоматитов (среднинский комплекс), а в глубоких частях земной коры – палингенных гранитоидов (бамбукойский и лесной комплексы). Кремнисто-щелочной метасоматоз, наложенный на рассланцованные образования, существенно изменил их первоначальный химический состав.

Судя по данным изотопного анализа, эти процессы проявлялись пульсационно. В отдельные периоды возникали условия растяжения и по зонам глубинных разломов внедрялись магмы основного состава, образуя расслоенные массивы (довыренский, кедровский и другие комплексы). Особенно широкие зоны динамосланцев возникли по глубинным разломам, ограничивающим Северо- и Южно-Муйские блоки (ирокиндинский динамометаморфический комплекс). По ним выжимались блоки метаморфизованной мантии с образованием протрузивных массивов ультраосновного состава (парамский комплекс).

В это же время в пределах Байкало-Муйской рифтогенной структуры существовали межгорные прогибы, которые заполнялись терригенными или вулканогенно-терригенными отложениями (холоднинская свита, усмунская толща). Подобный же прогиб возник и на востоке Олокитского прогиба (довыренская серия), где происходили интенсивные вулканические процессы с извержением магмы основного, меньше риолитового составов (иняптукский комплекс).

В Бодайбинском прогибе продолжали накапливаться осадочные, преимущественно песчано-глинистые, часто углеродистые отложения (бодайбинская серия). В их составе отмечается вулканомиктовый и пепловый материал, привносимый с юга, с поднятия, которое возникло на месте Байкало-Муйской рифтогенной структуры.

По данным изотопного анализа, вторая половина венда характеризуется интенсивными метаморфическими процессами и широким развитием палингенных гранитоидов. Эти процессы сопровождались всеобщим поднятием территории области и денудацией докембрийских образований.

3.6.3. ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Палеозойский этап развития начинается, по-видимому, в самом конце венда. Внизу с несогласием повсеместно залегают грубообломочные отложения. Они накапливались в грабенообразных структурах с относительно крутыми бортами. Затем отрицательные, относительно узкие, структуры постепенно стали расширяться и соединяться друг с другом, образуя более обширные бассейны осадконакопления. Вверх по разрезу грубообломочные отложения постепенно сменялись песчано-глинистыми, а затем терригенно-глинисто-карбонатными. Их по комплексам строматолитов и онколитов датируют вендом (мамаканская серия, татауровская и другие свиты).

В начале кембрия отдельные прогибы соединились в обширный мелководный прогиб, единый с существовавшим в это время на Сибирской платформе бассейном осадконакопления. В его пределах накапливались преимущественно карбонатные, большей частью органогенные осадки. На юге области интенсивно проявлялись вулканические процессы. Вдоль южной ее окраины существовало продолжение Джидинской зоны. Здесь в рифтогенных условиях накапливались карбонатные осадки совместно с базальтоидами и терригенными отложениями (солонцовская, катаевская и др. свиты). Севернее на фоне мелководного бассейна формировались крупные вулканические постройки центрального типа, часто осложненные кальдерами проседания. Вулканогенные породы имеют пестрый состав от базальтов до риолитов (олдындинская и химгильдинская свиты). Широко распространены эксплозивные, субвулканические и вулканогенно-гидротермальные образования. В краевых частях построек вулканиты переслаиваются с карбонатными и терригенными осадками. В северной части области распространены только карбонатные отложения (янгудская серия, кооктинская и другие свиты).

Карбонатные отложения этого периода содержат скелетную фауну ранне- и среднекембрийского возраста. По данным М. М. Язмира, ранние формы фауны в северной части имеют сходство с Джидинским регионом, а в последующем они стали идентичными с фауной в породах Сибирской платформы. Возможно, это свидетельствует о наступлении трансгрессии с юга на север.

В середине среднего кембрия, одновременно с Сибирской платформой, в области начинается поднятие. По-видимому, вначале в едином бассейне осадконакопления возникли острова, в карбонатных осадках появились прослои глинистых и терригенных отложений. Затем вся территория области превратилась в континентальный регион. На фоне поднятия возникли грабенообразные приразломные прогибы, где накапливались грубообломочные пролювиально-аллювиальные (олистостромовые), а в центральных частях песчано-глинистые и (или) мергелистые аллювиально-озерные отложения (исташинская и другие свиты). В отдельных структурах проявился вулканизм с извержениями магм базальтового либо контрастного риолитового и базальтового составов (каалинская свита), внедрялись комагматичные базальтоидам интрузивы (бирамьинский комплекс). Эти образования датируются поздним кембрием и (или) ордовиком.

На границе ордовика и силура произошло массированное образование гранитоидов Ангаро-Витимского полихронного батолита. Они формировались преимущественно автохтонно путем магматического замещения с привносом из глубин Земли кремния и щелочей. Изменение состава гранитоидов происходило гомодромно в основном в две фазы. Первая фаза имеет диорит-гранодиоритовый состав, вторая – тоналит-гранит-плагиогранитовый (светлинский комплекс). Так как гранитообразование происходит обычно с увеличением объема, то по периферии батолита возникли многочисленные

надвиговые дислокации и зоны метаморфизма, достигавшего условий амфиболитовой фации (мамская серия, юг Бодайбинского прогиба). В последующем гранитоиды этого этапа формирования батолита также подверглись метаморфизму, имеющему ретроградный характер.

На границе девона и карбона в условиях растяжения по зонам глубинных разломов внедрились массивы ультращелочных, существенно калиевых образований (сыннырский и сайженский комплексы). За пределами зон разломов формировались массивы гранитоидов (мамский и витимканский комплексы).

Условия растяжения привели к образованию в пределах области бассейна осадконакопления. Об этом свидетельствует наличие осадочных пород, в которых установлены палеонтологические находками с возрастом девона и карбона. В одних случаях выявленные отложения девон-карбонового возраста грубообломочные, в других – глинисто-карбонатные. Возможно, это разнообразие отражает вертикальную последовательность отложений. В одной из скважин, пересекавшей кайнозойские отложения Муйско-Куандинской впадины, установлен карбоновый спорово-пыльцевой комплекс. При этом в нижних частях разреза кайнозойских отложений спорово-пыльцевой комплекс соответствует позднему карбону, а вверх по разрезу он постепенно сменяется более древними комплексами вплоть до раннекарбонового. Это свидетельствует о былом наличии в регионе полного разреза карбоновых осадочных толщ. По-видимому, породы девон-карбонового возраста слагали покрышку Ангаро-Витимского батолита, гранитоиды которого по своему облику отвечают мезабиссальным образованиям. В таком случае мощности разреза девон-карбоновых отложений должны были быть, как минимум, 3–5 км. По-видимому, в последующем они были в основном размыты.

На границу карбона и перми приходится второй, менее масштабный, чем первый, этап формирования Ангаро-Витимского батолита. Гранитообразование происходило унаследованно от первого этапа. Ему предшествовали и его сопровождали интенсивные метасоматические преобразования пород более ранних этапов формирования батолита и пород рамы с привносом кремния и калия. В это время возникли преимущественно перемещенные изометричные массивы гранитоидов. Формирование их происходило в две фазы. В первую фазу магма была сиенит-граносиенитового состава, во вторую – гранит-лейкогранитового.

В перми тектоно-магматическая активность сместилась к югу области. Здесь возникла система приразломных прогибов, вытянутых в северо-восточном направлении. Они заполнялись континентальными терригенно-вулканогенными отложениями (гунзанская и др. свиты). На этих же участках внедрялся трехфазный бичурский комплекс с гомодромным изменением состава магмы от диоритового до гранитового. Подобные образования наблюдаются к северо-востоку и юго-западу за пределами области. Следовательно, в перми вдоль разломов северо-восточного простирания возникла новая структурная область, не зависящая от более древних структур. На границе перми и триаса в этой области в континентальных условиях существовали приразломные прогибы, заполняемые терригенно-вулканогенными отложениями (цаган-хунтейская свита), и внедрились массивы щелочных и субщелочных образований средне-кислого состава (куналейский комплекс), образовавшие Западно-Забайкальский пояс.

3.6.4. МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Мезозойские образования на севере области представлены лишь дайками основного, щелочного (лампрофиры) и кислого составов. Вначале внедрялись дайки основного и щелочного (хурай-байбинский комплекс), а затем кислого (аглан-янский комплекс) составов. Они образуют пояса субмеридионального простирания протяженностью в сотни километров, контролируемые зонами глубинных разломов.

Большая тектоно-магматическая активность проявлялась на юге области. Эта часть области развивалась в мезозое однотипно с Восточно-Забайкальской складчатой систе-

мой Монголо-Охотской области палеозойской складчатости (см. соответствующий раздел в главе «Восточно-Забайкальская система…»). Здесь формировались приразломные прогибы северо-восточного простирания, заполненные терригенно-вулканогенными отложениями, и внедрялись комагматичные вулканитам интрузивные тела. Магматические породы имеют состав от основного до кислого, обычно с повышенной щелочностью. В меловой период магматическая деятельность прекратилась почти повсеместно, область была пенепленизирована.

В кайнозое территория Байкало-Витимской складчатой области входит в состав Байкальской рифтогенной области, охватывающей также прилегающие районы Сибирской платформы, восточную часть Восточно-Саянского региона и Прихубсугульский район Монголии. Образование Байкальской рифтогенной области обусловлено возникновением мантийного диапира – участка мантии с пониженной плотностью вещества, который стремится занять более высокое положение. В результате подъема мантийного диапира образовалось сводовое поднятие – Байкальская горная страна, осложненное блоковыми движениями, на фоне которого возникли рифтогенные прогибы. Начало формирования байкальской рифтогенной области приходится на вторую половину палеогена. Интенсивность неотектонических движений возрастала во времени. В результате сформировалась Байкальская горная область.

В Байкальской горной области кайнозойские осадки накапливались и накапливаются преимущественно в рифтогенных впадинах. Вначале, когда расчлененность рельефа была еще незначительной, рифтогенные впадины в основном заполнялись озерно-аллювиальными отложениями. По мере роста расчлененности рельефа в большинстве рифтогенных впадин они сменились пролювиально-аллювиальными осадками. Озерные условия сохранились лишь в Байкальской впадине, в других впадинах озера занимают незначительные площади.

Формирование рифтогенной области сопровождалось пульсационными проявлениями вулканизма. Они расположены за пределами рифтогенных впадин главным образом на Витимском плоскогорье. Начало вулканической деятельности приходится на олигоцен, когда возникли вулканические аппараты центрального типа. В миоцене происходили трещинные излияния, образовавшие вулканические плато. Магма заливала долины рек, что приводило к перестройке речной системы. Последняя вспышка вулканических процессов приходится на четвертичный период, когда возникли туфовые конуса. Состав вулканических пород основной повышенной щелочности вплоть до появления щелочных образований.

В четвертичное время область подверглась оледенению. Оно проявлялась в несколько стадий. Вначале было полупокровное оледенение, затем – горно-долинное и в конце – каровое. Небольшие реликты ледников сохранились до настоящего времени.

Контрольные вопросы

1. Границы области.
2. Главные структурные элементы.
3. Основные черты глубинного строения.
4. Характер раннедокембрийских образований.
5. Основные черты строения Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса.
6. Структуры рифейского времени.
7. Специфика палеозойского этапа развития.
8. Этапы формирования Ангаро-Витимского батолита.
9. Особенности неотектонического этапа развития.

4. ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ СИСТЕМА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В основу настоящего раздела положены в основном геологическая карта Читинской области масштаба 1:500 000 и объяснительная записка к ней, карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части Монголии масштаба 1:1 500 000 и объяснительная записка к ней, материалы РЭС при ВостСибНИИГГиМСе.

Рельеф территории системы весьма разнообразный. Одни участки представляют собой горные, интенсивно расчленённые хребты с отметками до 2 км, другие – имеют низкогорный или холмистые рельеф. Речная сеть принадлежит системе бассейнов рек Шилки и Аргуни, при слиянии которых образуется р. Амур. На западе системы текут притоки р. Селенги – Хилок и Чикой.

Монголо-Охотская область палеозойской складчатости, западную часть которой составляет Восточно-Забайкальская складчатая система, относится к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Расположена система к югу от Монголо-Охотской шовной зоны, по которой она граничит с Байкало-Витимской складчатой областью. На востоке ее продолжением является Амуро-Охотская складчатая система той же области. На юго-западе и юге она прослеживается на территорию Монголии и Китая.

4.1. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Согласно геофизическим данным, регион Восточного Забайкалья в основном входит в состав крупного гравитационного минимума, по-видимому, связанного с разуплотненной мантией и характеризуется большой мощностью гранитного слоя. Средняя скорость продольных сейсмических волн на границе кора–мантия повсеместно близко одинаковая и составляет 8,4 км/сек. Лишь на западе, в зоне влияния Байкальского рифта, она понижается до 7,6–7,9 км/сек. Граница разуплотнения мантии почти на 200 км шире геоморфологического выражения Байкальской рифтовой системы и достигает г. Читы.

Мощность земной коры колеблется в пределах 37–45 км и закономерно сокращается с северо-запада на юго-восток. Изменение мощности коры чаще всего происходит скачкообразно по глубинным разломам – границам блоков с разным ходом развития.

Граница Конрада на большей части региона плохо выражена. Элементы расслоенности коры имеют неодинаковую четкость и потому их характер спорный. С некоторой долей условности выделяется верхний слой коры мощностью 15–20 км. На глубине 5–10 км он, в свою очередь, делится на гранитно-осадочный и диорит-метаморфический слои. На глубине 12 км установлена верхняя часть слоя мощностью до 5 км с некоторым понижением плотности.

4.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах Восточно-Забайкальской складчатой системы выделяются (с запада на восток) Хэнтэй-Даурская и Агино-Борщовочная структурно-формационные зоны с последовательным омоложением складчатости, завершающей их геосинклинальное развитие (см. рис. 19). На востоке системы расположен Приаргунский срединный массив, который отделяет систему от Амуро-Охотской. Этот массив как бы пережимает складчатые сооружения. Ширина их между Монголо-Охотской шовной зоной и срединным массивом сокращается до первых десятков километров. Каждая структурно-формационная зона имеет породную и структурную специфику. Разделены они глубинными разломами.

4.2.1. ХЭНТЭЙ-ДАУРСКАЯ ЗОНА

Хэнтэй-Даурская зона занимает запад Восточного Забайкалья. Большая ее часть расположена на территории Монголии. Ограничена она разломами: на северо-западе **Чикойским**, входящим в состав Монголо-Охотской шовной зоны, на юго-востоке **Онон-Туринским**, ответвляющимся от шовной зоны. Господствующее структурное направление северо-восточное, параллельное Монголо-Охотской шовной зоне.

Наиболее древние породы выходят вблизи Чикойского разлома и представлены *улелейской толщей* условно раннепротерозойского возраста. Внизу её разреза преобладают гнейсы, вверху – кристаллосланцы. Отмечаются горизонты и линзы известняков, которые по простиранию замещаются амфиболовыми сланцами. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. Эту толщу сопоставляют с малханской серией, расположенной севернее, за пределами Чикойского разлома, в Селенгино-Становой зоне.

Венд-раннекембрийские стратифицированные образования выделены в качестве *куналейской свиты*. Представлена она ритмично переслаивающимися филлитами и карбонатными песчаниками с редкими горизонтами микрокварцитов и известняков. Метаморфизм пород соответствует зелёносланцевой фации. На контакте с гранитоидами он иногда достигает амфиболитовой фации.

Раннепалеозойские интрузивы немногочисленные. Более ранние интрузивы имеют состав, изменяющийся от диоритов до габбро. Более поздними являются палингенно-анатектические гранитоиды, варьирующие в зависимости от состава субстрата и степени калиевого метасоматоза, от кварцевых диоритов и плагиогранитов до гранодиоритов и гранитов, в том числе калиевых. У контакта вмещающие породы обычно мигматизированы. Отмечаются разности, представленные плагиогранитами, подвергшимися калиевому метасоматозу.

Более молодые отложения относятся к девонскому времени и представлены *агуцинской свитой*. Это углисто-глинистые сланцы и песчаники с прослоями известняков, метаэффузивов среднего и основного составов, редко гравелитов и конгломератов. Отмечается регрессивный характер разреза; вверх по разрезу возрастает роль песчаников. Свита характеризуется плохой сортировкой обломочного материала, повышенным содержанием углистого вещества, частыми внутренними размывами, оползневыми дислокациями, знаками ряби, косой слоистостью. Метаморфизм пород отвечает зелёносланцевой фации.

Следующая по возрасту нижне-среднекарбоновая *ингодинская серия* имеет вулканогенно-терригенный состав. Формировалась она в морских условиях и метаморфизована в низких ступенях зелёносланцевой фации. В целом она характеризуется повышенной кремнистостью отложений. Внизу залегает нижнекарбоновая толща переслаивающихся песчаников и алевролитов с линзами и горизонтами грубообломочных отложений и известняков. В разрезе часто присутствуют покровы и силлы андезибазальтов и андезитов. На некоторых участках они составляют до 80 % разреза. Выше по разрезу расположена также нижнекарбоновая толща ритмично переслаивающихся глинистых, кремнистых, часто углеродистых сланцев, алевролитов, песчаников, яшм, андезибазальтов. Среднекарбоновые отложения имеют песчаный состав с маломощными прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов и яшм.

Ингодинская серия прорвана интрузиями основного состава *ингодинского комплекса* также среднекарбонового возраста. Состав его колеблется от диоритов до пироксенитов и троктолитов. Отмечается внутренняя расслоенность массивов комплекса. С ним связаны дайки ультраосновных пород и габбро-пегмаитов. К среднему карбону отнесены также экструзии и покровы дацитов, андезидацитов, андезибазальтов, которые сформировались после ингодинской серии, но прорваны позднекарбоновыми гранитами даурского комплекса.

Все вышеописанные образования прорваны массивами *даурского комплекса* позднекарбонового возраста. Формировался он в три фазы. В первую фазу внедрилась магма с составом от кварцдиоритового до габбрового, во вторую – от диоритового до гранитового и плагиогранитового. Они образуют единые массивы. Отмечается определённая зональность с постепенным раскислением пород к их центрам. По периферии имеются зоны контаминированных пород шириной до 4 км. В отдельных блоках породы комплекса в юрское время подверглись калиевому метасоматозу с образованием порфиробластовых разностей. В третью фазу внедрились лейкократовые граниты и гранодиориты. В эндоконтактовой зоне они становятся более меланократовыми.

Нижнетриасовые отложения представлены *хапчерангской серией*. Разрез её состоит из трёх трансгрессивных ритмов, которым придаётся значение свит. Ритмы начинаются с грубообломочных отложений и постепенно через переслаивание вверх по разрезу сменяются преимущественно глинистыми и углеродисто-глинистыми разностями. В общем, для серии характерна фациальная изменчивость по латерали.

С нижней юры начинается орогенный этап развития зоны. Нижнеюрские отложения начинает *дуланхорская толща*. Внизу она сложена осадочными брекчиями, конгломератобрекчиями, гравелитами. Вверх по разрезу зернистость пород через переслаивание постепенно уменьшается, появляются глинистые прослои. Вверху преобладают песчаники и углисто-глинистые сланцы.

Следующей по возрасту является вулканогенная *сохондинская свита*. Она представлена экструзиями и покровами дацитов и андезитов. Покровы подстилаются конгломератами, туфогенно-осадочными отложениями и туфами. В основании покровов обычно вулканиты имеют более основной состав, чем вверху. Покровные образования часто переходят в жерловые, представленные лавобрекчиями. Они сопровождаются субвулканическими интрузивами, объединёнными в *сохондинский комплекс*. Совместно с наземными образованиями они образуют вулкано-плутонические постройки центрального и линейного типов вдоль Онон-Туринского разлома. Установлено, что сначала внедрялись и поступали на поверхность магматические образования гранодиоритового-дацитового и диоритового состава, а затем появились более кислые разности.

На границе ранней и средней юры внедрился *кыринский комплекс*. Он делится на две фазы. Первая фаза представлена диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами. К центрам массивов появляются граниты. Состав фазы к центру Даурского свода становится более кислым. Во вторую фазу относят дайки, штоки и пластовые залежи. Это лейкократовые пегматоидные и аплитовидные граниты и гранит-порфиры. В связи с комплексом известна кварцево-жильная и грейзеновая **оловянная и вольфрамовая, редко молибденовая минерализация**.

На границе средней и поздней юры сформировалась *джаргалантуйская свита*. Она сложена преимущественно вулканитами кислого, реже среднего и основного составов и приурочена к горст-антиклинориям вдоль Онон-Туринского и Даурского разломов. Выделяется три части разреза, в основании которых наблюдаются грубообломочные осадочные и туфогенные отложения. Внизу разрезов состав вулканитов колеблется от базальтового до андезидацитового и трахиандезидацитового. В средней части преобладают трахириолиты и трахидациты. Верхние части сложены риолитами, риодацитами. Вверх по разрезу возрастает роль туфов. Вместе с *харалгинским интрузивным комплексом* вулканиты свиты образуют единые вулкано-плутонические постройки. Этот комплекс представлен гипабиссальными и субвулканическими массивами гранитоидов. Постмагматические альбитизация, окварцевание, грейзенизация, турмалинизация и сульфидизация сопровождаются **оловянной, бериллиевой, вольфрамовой, полиметаллической, золотой и флюоритовой минерализацией**.

На северо-западе Даурского свода выделяется *асакан-шумиловский интрузивный комплекс*. Он объединяет позднемезозойские мезо- и гипабиссальные гранитоидные интрузивы в составе двух фаз с гомодромной последовательностью от гранитов до лейко-

гранитов. Широко проявлены альбитизация, мусковитизация и грейзенизация. С этими процессами связаны **месторождения и проявления вольфрама, олова, танталониобатов и бериллия**.

В поздней юре накапливались вулканогенно-осадочные отложения *букукунской свиты*, которые выполняют впадины на юго-востоке Даурского свода, вблизи Онон-Туринского разлома. Внизу её разреза залегает горизонт конгломератов и осадочных брекчий, выше размер обломков уменьшается, появляются песчаники, туфы и туффиты. На этой свите с несогласием залегают вулканиты также верхнеюрской *бырцинской свиты*. В её составе преобладают вулканиты основного и среднего составов, реже встречаются дациты, риолиты и трахириолиты, их туфы и туффиты.

4.2.2. АГИНО-БОРЩОВОЧНАЯ ЗОНА

Агино-Борщовочная зона отделена от Хэнтэй-Даурской **Онон-Туринским разломом**. На востоке по **Восточно-Агинскому разлому** она граничит с Приаргунским срединным массивом. Эта зона отличается малым развитием интрузивных образований, имеет повышенную плотность фундамента и s-образное направление главных складчатых структур. На северо-востоке и юго-западе оно северо-восточное, а в центральной части – субмеридиональное.

Наиболее древними породами являются среднерифейские отложения, которые слагают *онон-кулиндинскую серию*. Внизу преобладают вулканиты основного состава, превращённые в зелёные сланцы. Среди них отмечаются прослои кремнистых сланцев, яшмоидов, местами – алевролитов, аргиллитов, песчаников, ортосланцев кислого состава. Верхние части разреза сложены терригенными породами и сланцами, иногда углеродистыми. Редко присутствуют основные ортосланцы, яшмоиды, микрокварциты и известняки. Вверх по разрезу отмечается погрубение осадков.

Раннепалеозойские интрузии представлены *газимуровским комплексом*, массивы которого распространены и в Приаргунском срединном массиве. В его составе выделяется три фазы. Первая фаза имеет состав кварцевых диоритов с переходом в диориты, тоналиты, гранодиориты, реже в габбро-диориты и габбро. Во второй фазе распространены гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые диориты, плагиограниты, а в третьей – граниты, гранодиориты, лейкограниты. Возраст комплекса, вероятнее всего, позднеордовикский или ордовикско-силурийский.

Основную площадь зоны занимают девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные отложения, метаморфизованные в зелёносланцевой фации. Наиболее древние, палеонтологически охарактеризованные отложения, имеют раннедевонский возраст и выделяются в качестве *читкандинской свиты*. Это однообразные граувакковые песчаники с линзами и прослоями гравелитов, филлитов, алевролитов, кремнистых сланцев. Присутствуют в небольшом объёме основные и кислые вулканиты. Нижне-среднедевонские отложения представлены *усть-борзинской* свитой. Она сложена внизу разреза песчаниками и кремнисто-глинистыми сланцами. Вверх по разрезу роль терригенных отложений уменьшается, появляются и начинают преобладать известняки. В верхней половине свиты распространены также вулканиты основного состава. К северу и югу из разреза исчезают вулканиты и известняки. В средне-верхнем девоне накапливались ритмичные глинисто-алевролито-песчаные отложения *макаровской* свиты.

На девонских отложениях со структурным несогласием залегает *уртуйская свита* нижнего карбона. Состав её весьма непостоянный. Присутствуют терригенные отложения от конгломератов до алевролитов, аргиллиты, вулканиты от основного до кислого состава, линзы рифогенных известняков. С вулканитами ассоциируют субвулканические тела, выделенные в *уртуйский субвулканический комплекс*.

Вблизи Монголо-Охотского глубинного разлома среди пород с возрастом от докембрия до раннего карбона отмечаются протрузивные линзы серпентинитов, залегающие согласно со сланцеватостью вмещающих пород. Они наблюдаются в полосе длиной 70 км при ширине 4–12 км.

Выше с несогласием залегает *чиронская серия* с возрастом осадков от среднего карбона до нижней перми. Она состоит из пяти ритмотолщ, в основании которых обычно залегают конгломераты, брекчии, гравелиты, выше – песчаники и алевролиты, редко известняки. В нижних толщах преобладают алевролиты, в верхних – песчаники.

Более молодые среднепермско-раннетриасовые отложения имеют с более древними отложениями тектонические контакты. Они объединены в *акшаинскую серию,* которая характеризуется ритмичным строением терригенных толщ. Внизу среди них присутствуют туфы, в средней части прослои и линзы гравелитов, конгломератов и метаэффузивов среднего состава.

Отложения с возрастом от среднего карбона до позднего триаса накапливались в мигрирующем в пространстве водном бассейне. Со среднего карбона до ранней перми на севере зоны существовал **Чиронский прогиб**, в верхней перми на юго-западе – **Борзинский прогиб**, в конце перми и начале триаса на западе – **Хапчерангский прогиб**, в позднем триасе вновь на севере – **Туринский прогиб.**

Среднеюрские грубообломочные отложения Агино-Борщовочной зоны объединены в *карабачинскую свиту*. Их параллелизуют с верхнегазимуровской свитой Приаргунского срединного массива.

4.2.3. ПРИАРГУНСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

Приаргунский срединный массив расположен на востоке Восточного Забайкалья. На севере и западе он ограничен **Монголо-Охотской шовной зоной** и ее ответвлением – **Восточно-Агинским разломом**, на юге и востоке граница его находится на территории Китая. Для него характерны дорифейское сиалическое основание, широкое распространение разновозрастных гранитоидов и многоэтажная складчатая структура неогея. Периоды осадконакопления, обусловленные условиями растяжения, чередовались с условиями сжатия, сопровождаемыми складчатостью и гранитообразованием. В условиях растяжения возникали прогибы, вытянутые в северо-восточном направлении. В них накапливались мелководные терригенные или карбонатно-терригенные отложения. Причем прогибы в каждый следующий этап растяжения возникали унаследованно и отделены от предшествующих осадков угловыми несогласиями. В периоды сжатия накопившиеся в предшествующие этапы отложения подвергались складчатости. На месте прогибов возникали синклинории, а разделяющие их территории превращались в антиклинории. В ядерных частях антиклинориев в основном по раннедокембрийскому субстрату и предшествующим гранитоидам формировались новые магматические очаги, генерировавшие магму гранитного состава, которые внедрялись в окружающие образования. В структурном отношении эти участки представляли собой гранитогнейсовые купола. В каждый новый этап гранитообразования происходила ремобилизация более ранних гранитоидов.

Среди дорифейских образований выделяют породы с условным раннеархейским возрастом, метаморфизованные в гранулитовой фации. Это кристаллосланцы, амфиболиты, кварциты и гнейсы. Они слагают блоки, ограниченные тектоническими нарушениями и перекрытые палеозойскими отложениями. Предположительно позднеархейскими являются породы, объединённые в *джорольский метаморфический комплекс*. Это мигматизированные гнейсы, гранитогнейсы с линзами и полосами амфиболитов и инъекциями лейкогранитов, также слагающие тектонический блок. Предполагается, что эти блоки принадлежат фундаменту единой Сино-Сибирской платформы.

Нижнепротерозойские образования представлены зональнометаморфизованными вулканогенно-терригенными породами *борщовочной серии*. Вулканиты относятся к кон-

трастной риолит-базальтовой серии. В результате метаморфизма породы серии превращены в гнейсы и кристаллосланцы. Раннепротерозойский возраст её в значительной мере условный.

Раннерифейские образования интрузивные, объединённые в *дырбылкейский интрузивный комплекс*. Этот комплекс сложен гранитами, выходящими в ядрах рифейских антиклинорных структур. По химическому составу они являются нормальными и субщелочными калиевыми гранитами и лейкогранитами. Гранитоиды комплекса подверглись катаклазу, биотитизации, микроклинизации, мусковитизации и турмалинизации. Они с корой выветривания перекрыты отложениями среднего рифея, что противоречит полученным данным изотопных методов, соответствующих в большинстве случаев позднему рифею. Следует отметить, что отнесение к комплексу ряда массивов оспаривается. Предполагается, что они внедрились в палеозое.

Супракрустальные породы среднего рифея объединены в *даурскую и газимурскую серии*, которые считаются латеральными аналогами. В основании их разреза залегают песчано-сланцевые отложения, представляющие собой перемытые коры выветривания. Отмечаются углеродсодержащие разности, мраморы и метавулканиты основного состава. В средней части разреза преобладают доломиты с подчинённым объёмом известняков. На отдельных участках распространены магнезиты с прослоями и пачками углеродисто-кварцевых и кварцево-слюдистых сланцев, мергелистых пород. Верхи серий сложены вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями с резкоизменчивым содержанием вулканитов. Осадочные породы представлены преимущественно кварцево-серицитовыми часто углеродистыми сланцами, метапесчаниками. Среди вулканитов преобладают базальтоиды, превращённые часто в зелёные сланцы. В подчинённом объёме наблюдаются метариолиты и метапикриты. Вулканиты сопровождаются субвулканическими телами. Для пород среднего рифея характерен зональный метаморфизм от низких ступеней зелёносланцевой фации до эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фации.

В пределах срединного массива широко распространены полихронные ультраметаморфические гранитоиды, которые являются результатом многоэтапных преобразований с образованием гранитогнейсовых куполов, окружённых зонами ультрамилонитов шириной 1–3 км. В их пределах выделяются позднерифейский, раннепалеозойский, позднепалеозойкий и позднеюрский этапы гранитообразования. При этом происходила обычно ремобилизация более древних гранитоидов. В настоящее время среди пород куполов преобладают плагиогранитогнейсы и гранодиорито-гнейсы. Реже наблюдаются гранитогнейсы и кварцевые диорито-гнейсы. Широко распространены скиалиты гнейсов, кристаллосланцев, амфиболитов, кварцитов, мраморов. Количество их сокращается к центру куполов, где выходят реоморфические граниты.

Следующими по возрасту супракрустальными образованиями является *аргунская серия*, которая формировалась с венда до раннего ордовика. Внизу её разреза выделяется *цаган-оловская свита* вендского возраста, сложенная преимущественно грубообломочными отложениями с преобладанием кварцевых разностей. Её сменяет нижнекембрийская *быстринская свита* чередующихся, преимущественно органогенных доломитов и известняков с прослоями углеродисто-глинистых сланцев. Выше залегает *алтачинская свита* среднего кембрия, сложенная переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями углеродисто-глинистых сланцев, известняков и доломитов. Верхнекембрийская *култуминская свита* состоит из двух частей. Нижняя часть – доломиты, редко – известняки, верхняя – кварцитовидные песчаники, реже – алевролиты, гравелиты, кварц-серицитовые сланцы. Завершает разрез серии *богдаевская свита* нижнего ордовика (?), состоящая из монотонно чередующихся терригенных и глинистых пород с прослоями доломитов, известняков, туфопесчаников и туфоалевролитов. Метаморфизм пород аргунской серии отвечает низким ступеням зелёносланцевой фации.

Для раннегерцинского периода, продолжавшегося от начала силура до раннего карбона, характерно карбонатно-терригенное осадконакопление, сопровождаемое кислым

вулканизмом, неустойчивое во времени и пространстве. Этим обусловлено разнообразие типов разреза. Внизу залегает *горнозелентуйская толща*, состоящая из алевролитов, глинистых и известково-глинистых сланцев, реже – песчаников с линзами мергелей, конгломератов и ракушняков. Выше залегает девон-нижнекарбоновая *ямкунская серия*. Основание разреза этого времени сложено нижнедевонскими кварцевыми песчаниками, гравелитами, кварцитами, кварцитовидными сланцами. Вверх по разрезу они сменяются нижне-среднедевонскими переслаивающимися карбонатными отложениями, мергелями, кремнистыми и углистыми аргиллитами, реже – серицит-хлоритовыми и биотитовыми сланцами, эпидот-актинолитовыми породами. Верхнедевон-нижнекарбоновые отложения представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками. Вверху этого уровня разреза преобладают песчаники с редкими линзами гравелитов и органогенных известняков. Завершают эту часть разреза нижнекарбоновые отложения сходного состава.

Карбон характеризуется широким развитием интрузивного магматизма. В раннем карбоне сформировался *алентуйский субвулканический комплекс*. В его составе наблюдаются дациты, риолиты, гранодиорит-порфиры. Они слагают экструзивные купола, штоки и дайки. На их периферии присутствуют горизонты туфов и лав кислого состава. В среднем карбоне внедрились габброиды *тайнинского комплекса*. В петротипическом массиве, имеющем воронкообразную форму и расслоенность, отмечаются сиениты и монцониты. В позднем карбоне в три фазы внедрился *ундинский комплекс*. Первая фаза – кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты, вторая (главная) – гранодиориты, граниты с переходом в кварцевые сиениты и кварцевые диориты, третья – лейкократовые и аплитовидные граниты.

Следующие по возрасту осадочные породы относятся к верхнепермской *борзинской серии*, которая слагает на юго-западе срединного массива синклинорий протяжённостью более 150 км. В ней в качестве свит выделяется девять ритмотолщ, которые объединены в четыре подсерии. Для нижних частей разрезов ритмотолщ характерны грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты, для верхних – алевролиты и аргиллиты. На разных уровнях разреза серии присутствуют туфы ультракислого субщелочного состава и туффиты.

В позднем палеозое в пределах срединного массива формируются палингенно-метасоматические гранитоиды. Их иногда выделяют в качестве *лубиинского комплекса*. Они слагают центральные части гранитогнейсовых куполов и характеризуются высокой кислотностью и калиевостью. Это чаще всего лейкограниты и граниты, на отдельных участках переходящие в пегматоидные разности. Соотношения с вмещающими гранитизированными породами как согласные с постепенными переходами и резкими контактами, так и секущие.

Верхнетриасовые отложения широко распространены в пределах срединного массива. Они объединены в *могойтуйскую серию* в составе трёх подсерий. Нижняя подсерия сложена песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов, которые образуют три трансгрессивных ритма. Средняя подсерия представлена чередующимися песчаниками и алевролитами с линзами конгломератов. Внизу разреза в терригенных отложениях отмечается туфовый материал, вверху появляются аргиллиты. Верхняя подсерия – толща терригенных грубообломочных и вулканогенных образований. Внизу преобладают конгломераты. Верхние части разреза сложены вулканитами андезитового и андезибазальтового составов с прослоями дацитов и их туфов. В зоне динамометаморфизма и гидротермальных изменений вулканиты среднего и основного составов превращены в пропилиты, а кислого – во вторичные кварциты.

Вместе с вулканитами в единых вулкано-плутонических структурах распространены интрузивные образования *береинского комплекса*, внедрявшегося в две фазы. Первая фаза имеет состав габбро и диоритов, вторая – плагиогранитов, гранитов и кварцевых диоритов. Широко распространены дайки аплитов и плагиогранитов. Комплекс продуци-

рует многообразные проявления натриевого, калиевого и кремнистого метасоматоза. С ним связаны **золотая, ртутная и сурьмяная минерализация**.

Нижняя юра представлена мощным сложно построенным комплексом морских и прибрежно-морских отложений, которые слагают ряд синклинорных структур, разделённых глубокоэродированными выступами фундамента. Они разделены на четыре свиты (снизу вверх): *икагийскую, акатуйскую, базановскую, онон-борзинскую*. Отложения этих свит характеризуются литолого-фациальной изменчивостью, значительными колебаниями мощностей. Это перемежающиеся терригенные (часто грубообломочные) и глинистые отложения, иногда ритмичные.

Среднеюрская *верхнегазимуровская свита* выполняет межгорные впадины в контурах нижнеюрского морского прогиба. Она сложена континентальными отложениями: конгломератами с прослоями, линзами, пачками песчаников, хлидолитов и алевролитов. Отмечается резкое преобладание конгломератов внизу и вверху разреза. В средней его части значительную роль играют песчаники.

Выше расположена средне-верхнеюрская вулканогенно-осадочная *шадаронская серия* в составе трёх подсерий. Она объединяет отдельные вулканарии, выполняет впадины и кальдеры. Для неё характерна значительная фациальная изменчивость разреза по латерали. Нижняя подсерия сложена вулканитами среднего и основного составов, часто с повышенной щёлочностью, их туфами, туфогенно-терригенными и терригенными, преимущественно грубообломочными породами. Средняя подсерия характеризуется умеренно кислым составом вулканитов с размахом от трахиандезитов и латитов до трахириодацитов. Широко распространены игнимбриты. В основании и вверху разреза присутствуют грубообломочные туфогенно-терригенные отложения. Верхняя подсерия по набору пород близка к нижней, но отличается большим распространением базальтоидов. С вулканитами шадаронской серии связано большое количество субвулканических тел: гранодиорит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, монцонит-порфиритов, диорит-порфиритов, дацитов. Вместе с вулканитами они образуют кольцевые вулкано-плутонические структуры.

Шадаронская серия прорвана позднеюрскими пространственно разобщёнными интрузивами акатуйского и шахтаминского комплекса, взаимоотношение между которыми не наблюдалось. *Акатуйский комплекс* состоит из трёх фаз: первая фаза представлена субщелочными габброидами и монцонитами, вторая – монцонитами и кварцевыми монцонитами, третья – дайками кварцевых сиенит- и монцонит-порфиров. С этим комплексом связывают **полиметаллическую и золоторудную минерализацию**. *Шахтаминский комплекс* также состоит из трёх фаз: первая фаза – кварцевые монцониты, кварцевые диориты, монцониты, диориты, сиениты, габбро-диориты; вторая – гранодиориты, кварцевые сиениты, в небольшом объёме граниты; третья – штоки и дайки гранитов и кварцевых сиенитов. С комплексом связано промышленное **молибденовое, полиметаллическое, золото-полиметаллическое и золотое оруденение, а также проявления мышьяка, сурьмы и других металлов**.

Верхнеюрская вулканогенно-терригенная *ундино-даинская серия* выполняет вулкано-тектонические депрессии и впадины. Среди вулканитов преобладают латиты и трахиандезиты с изменением их состава от основного до кислого с гомодромной тенденцией развития. Терригенные породы представлены спектром пород от конгломератов до алевролитов. Отмечаются аргиллиты и туфогенно-терригенные разности. Разрезы серии фациально весьма изменчивы и сопровождаются субвулканическими интрузиями.

Позднеюрские интрузивные образования объединены в *амуджикано-сретенский комплекс*, широко распространенный и в Селенгино-Становой зоне. В составе комплекса выделяется три фазы: первая – кварцевые монцониты, субщелочные кварцевые диориты и габбро; вторая – гранодиориты, кварцевые сиениты, граниты; третья – граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты. Заключительная дайковая серия широко развита и имеет

весьма разнообразный состав. С дайковым комплексом связано **молибденовое, медно-молибденовое и золотое оруденение**.

К позднеюрским интрузиям относится также *кукульбейский интрузивный комплекс*, сложенный гипабиссальными гранитоидами. Геофизические и геологические данные указывают, что выходы гранитов в ряде случаев представляют лишь небольшие части слабо эродированных плутонов в ядрах купольных морфоструктур. В составе комплекса преобладают кислые и ультракислые морионовые граниты и аляскиты, часто пегматоидные. В качестве второй фазы иногда выделяются небольшие тела альбитизированных и грейзенизированных амазонитовых гранитов. Широко развиты жилы пегматитов, аплитов. С комплексом связаны промышленное **редкометалльное, вольфрамовое, оловянное и флюоритовое оруденение**.

4.2.4. МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Начиная с мела, вся Восточно-Забайкальская складчатая система и Селенгино-Становая зона Байкало-Витимской складчатой области развивались однотипно. В континентальных условиях периодически возникали приразломные впадины северо-восточного простирания, которые заполнялись терригенными, часто грубообломочными или угленосными отложениями и вулканитами.

Нижнемеловые толщи имеют наиболее широкое распространение, они заполняли конседиментационные рифтогенные впадины забайкальского типа. Нижний мел расчленён на тургинскую серию и кутинскую свиту.

Тургинская серия имеет вулканогенно-осадочный состав. Вулканиты относятся к контрастной риолит-базальтовой серии. Она делится на две подсерии. В нижней подсерии преобладают кислые разности вулканитов. Это риолиты и трахириолиты, их туфы и туффиты, сопровождаемые в краевых частях впадин грубообломочными отложениями. В средней части разреза появляются трахиандезибазальты и трахиандезиты. Отмечаются прослои бурых углей. В верхней подсерии преобладают осадочные, местами туфогенные отложения и эффузивы среднего и основного составов. В резко подчинённом объёме присутствуют риолиты. Среди терригенных отложений преобладают песчаники и алевролиты, появляются аргиллиты, иногда битуминозные. Широко распространены **каменные и бурые угли**, представляющие часто промышленный интерес. С серией также связаны **месторождения цеолитов.**

С вулканитами тургинской серии ассоциирует *абагатуйский субвулканический комплекс*. В его составе наблюдаются экструзивные и субвулканические штоки и дайки трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахириолитов, приуроченные к нижнемеловым впадинам. С комплексом связаны **проявления флюорита, редких металлов, золота и барита**.

Кутинская свита представлена угленосными отложениями, выполняющими мульды в пределах конседиментационных впадин забайкальского типа. В прибортовых частях впадин свита с тургинской серией имеет стратиграфическое несогласие, в центральных – постепенные переходы. Углесодержащие аллювиально-озёрные и болотные отложения приурочены к центральным частям отрицательных структур. К их бортам они замещаются грубообломочными пролювиальными отложениями. **Бурые угли** распространены в основном в верхней части разреза свиты, где слагают до 27 пластов мощностью от 0,3 до 5,3 м, иногда до 22 м. Присутствуют также прослои и линзы сидеритов и кальцит-доломитового состава.

Верхнемеловые отложения также выполняют впадины. Они представлены горизонтально залегающими слабо литифицированными и рыхлыми псефито-псаммитовыми и пелитовыми отложениями. Это озёрно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные осадки. В центральной части отмечаются глины и лигниты. Глины используются для

производства кирпича и керамзитового гравия. В основании разрезов присутствуют перемытые коры выветривания.

Начиная с палеогена, вновь активизируются вертикальные движения, интенсивность которых нарастает со временем. Постепенно формируется современный рельеф. В неотектоническом плане в регионе выделяются участки типа неоплатформы и сводово-блоковые поднятия с наложенными межгорными прогибами.

Неотектоническая равнинно-платформенная структура располагается в центре Восточного Забайкалья, в основном на месте Агино-Борщовочной структурной зоны. Она называется **Шилко-Торейская**. Плитный комплекс здесь имеет возраст от позднего мела до настоящего времени и выполняет пологие впадины.

Неоплатформа со всех сторон окружена сводово-блоковыми поднятиями. К северо-востоку от нее располагается **Ундино-Газимуровский свод**, на севере – **Олекмо-Становой**, на западе – **Даурский**. Амплитуда вертикальных перемещений в пределах этих сводов часто достигает 1000 и более метров. В пределах сводовых поднятий отмечаются ледниковые и водно-ледниковые отложения, сохранившиеся фрагментарно в отрицательных структурах. В периоды максимального оледенения ледники покрывали большую часть Восточного Забайкалья и достигали южной его части.

В кайнозойских отложениях присутствуют **россыпные месторождения золота, касситерита, тантало-ниобатов**. Широко распространены **месторождения минерализованных вод** (**Дарасунское, Балейское и др.**), на которых построены курорты.

4.3. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Раннедокембрийскую историю геологического развития ввиду фрагментарности выходов пород этого времени и относительной неопределённости возраста отдельных выходов можно рассматривать лишь предположительно.

Условно архейские образования выделяются только в пределах Приаргунского срединного массива. Это породы основного состава, метаморфизованные в гранулитовой фации. Их сравнивают с образованиями Могочинской глыбы. С этой позиции они представляют собой реликты первичной коры океанического типа, имеют раннеархейский возраст и принадлежали фундаменту Сибирской платформы.

Предположительно позднеархейские образования (джорольский метаморфический комплекс) также известны только в Приаргунском срединном массиве. Они представлены осадочно-вулканогенными и, вероятно, плутоническими образованиями, метаморфизованными в амфиболитовой фации и интенсивно гранитизированными с образованием гранитогнейсовых куполов. По набору пород они, скорее всего, формировались в условиях зелёнокаменного пояса. Время гранитизации также неясно.

Образования, относимые, с долей условности, к раннему протерозою (улелейская толща и борщовочная серия), распространены более широко и встречаются во всех трёх зонах Восточного Забайкалья. Это зонально метаморфизованные осадочные, преимущественно терригенные и вулканогенные контрастные базальт-риолитовые образования, которые накапливались в условиях мелководного протоплатформенного прогиба либо протоавлакогена.

В **рифейское время** тектонические условия в различных зонах были неодинаковыми. Образования этого времени наиболее широко распространены в пределах Приаргунского срединного массива. Здесь в раннем рифее происходили интенсивные складчатые дислокации, сопровождаемые внедрением гранитоидов дылбыркейского комплекса. Завершились эти процессы поднятием региона, формированием кор выветривания.

В среднем рифее во всём регионе установился режим, близкий к тафрогенному. На территории Приаргунского срединного массива возникли мелководные бассейны, где вначале накапливались терригенно-глинистые осадки – продукты переотложения кор выветривания и разрушения гранитогнейсовых куполов. Осадки часто были обогащены уг-

леродистым материалом. Прогибание сопровождалось активизицией глубинных разломов, которые контролировали вулканы, поставлявшие на поверхность магму основного состава. Извержения часто имели эксплозивный характер. Затем, по мере расширения бассейнов осадконакопления, появились и стали преобладать карбонаты, часто органогенные, а вулканическая деятельность прекратилась. В последующем вновь активизировались тектонические движения, что привело к преобладанию терригенно-глинистых отложений и проявлениям вулканизма основного, меньше кислого составов. Вулканиты сопровождались субвулканическими интрузиями.

Поздний рифей характеризуется интенсивным формированием гранитогнейсовых куполов, приуроченных к антиклинорным структурам, где распространены и раннерифейские гранитоиды. В последующем рифейские гранитоиды подвергались неоднократной ремобилизации, что привело к затруднениям в их картировании.

Рифейский этап развития Агино-Борщовочной и Хэнтэй-Даурской зон отличается от Приаргунского срединного массива более интенсивным развитием вулканических процессов, сокращением объёма карбонатных отложений и слабым проявлением процессов гранитообразования.

Завершается рифей поднятием региона, складкообразованием и метаморфизмом зелёносланцевой фации, достигавшим на границе с гранитогнейсовыми куполами амфиболитовой фации.

Венд-раннепалеозойский этап начался с размыва подстилающих образований и заложением мелководных прогибов. В венде накапливались терригенные отложения с конгломератами в основании разреза. Затем происходило расширение бассейнов осадконакопления, что сопровождалось появлением и возрастанием объёма карбонатных, часто органогенных осадков. В позднем кембрии началась деградация прогибов, появились терригенные отложения, а в ордовике и туфы.

Отложения этого этапа прорваны интрузиями габбро-гранитовой формации, а затем подверглись гранитизации с образованием и регенерацией гранитогнейсовых куполов. Вблизи их вмещающие породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. На удалении степень метаморфизма снижается до зелёносланцевой фации. Изотопный возраст палингенных гранитоидов соответствует ордовику.

Среднепалеозойский этап продолжался в течение девона и раннего карбона. В пределах Хэнтей-Даурской и Агино-Борщовочной зон девонский период характеризуется преобладанием мелководных морских условий с неустойчивым гидродинамическим режимом. Преобладали песчано-глинистые, иногда ритмичные толщи. Но отмечаются также грубообломочные и карбонатные, преимущественно рифогенные отложения. Широкое распространение получили вулканиты. Вначале они имели преимущественно основной состав, а затем появились средние и кислые разности. Центральная часть прогиба этого времени располагалась, по-видимому, вблизи середины Агино-Борщовочной зоны. В конце девона породы были дислоцированы и метаморфизованы в зелёносланцевой фации.

Раннекарбоновые отложения залегают со структурным несогласием. Накапливались они в условиях, сходных с девонскими. Характер отложений также свидетельствует о мелководном бассейне с неустойчивым гидродинамическим режимом. Также интенсивно проявились вулканические процессы, но большую роль играли средне-кислые вулканиты. Они сопровождались субвулканическими, часто пластовыми интрузивами.

На границе раннего и среднего карбона внедрились интрузии с широким спектром состава от габброидов до гранитов в гомодромной последовательности.

В пределах Приаргунского срединного массива в девон-раннекарбоновое время накапливались карбонатные, глинистые и песчаные отложения, сопровождаемые вулканизмом кислого состава. Отмечается неустойчивость осадконакопления в пространстве и во времени, что привело к разнообразию типов разреза. Здесь раннекарбоновые отложения на девонских залегают согласно, хотя местные перерывы имели место.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап начался с конца раннего карбона и продолжался до конца триаса. Геологические образования этого времени залегают с несогласием на подстилающих образованиях и относятся к орогенным позднегерцинским. В пределах Агино-Борщовочной зоны с конца раннего карбона до начала поздней перми существовал мелководный, мигрирующий в пространстве бассейн осадконакопления. Накапливались ритмичные терригенно-глинистые отложения (чиронская серия) с трансгрессивной направленностью изменения разреза. Кое-где в верхах ритмов появлялись известняки.

Верхнепермские-раннетриасовые отложения акшаилинской серии накапливались преимущественно в континентальном прогибе, характеризуются ритмичностью с преобладанием терригенных, часто грубообломочных отложений. Отмечаются проявления вулканизма среднего состава.

В Хэнтей-Даурской зоне этот период характеризуется интенсивной магматической деятельностью как в вулканогенной, так и интрузивной форме. В среднем карбоне на фоне накопления терригенно-глинистых мелководных отложений интенсивно проявился вулканизм кисло-среднего состава. В это же время внедрялись интрузии с широким спектром состава от диоритов до перидотитов.

В позднем карбоне внедрились гранитоиды даурского комплекса. Изменение состава магмы во времени происходило гомодромно от габброидов до лейкогранитов.

В раннем триасе на юго-востоке зоны существовал прогиб, где накапливались вначале мелководные терригенные и кремнисто-глинистые отложения. Отмечается углубление бассейна осадконакопления в южном и западном направлении. В последующем характер осадконакопления в прогибе стал континентальным. На разных уровнях разреза отмечается примесь углистого вещества.

В Аргунском срединном массиве средний и поздний карбон характеризуются поднятием и интрузивным магматизмом. В среднем карбоне внедрились габброиды, а в позднем – гранитоиды с гомодромным изменением состава от диоритового до лейкогранитового.

На глубокоэродированных образованиях в поздней перми заложился мелководный прогиб, который заполнялся терригенно-глинистыми отложениями. Осадконакопление сопровождалось кислым вулканизмом преимущественно в туфовых фациях. Вулканиты сопровождались мелкими телами гранитоидов. Предположительно в это же время формировались гранитогнейсовые купола с палингенными гранитоидами в центральных частях.

Среднетриасовые образования в регионе достоверно неизвестны. Возможно, в это время регион испытывал поднятия. Верхнетриасовые отложения установлены лишь в Агинской зоне. В этот период накапливались ритмичные терригенно-глинистые осадки, иногда с туфами. Вначале условия были мелководными. В конце они сменились континентальными и сопровождались интенсивным наземным вулканизмом с вулканитами пёстрого состава. Преобладают андезиты и дациты. Вместе с субвулканическими интрузивами они образовали единые вулкано-плутонические постройки.

Юрский этап отличается разнообразием палеогеографических обстановок. Ему повсеместно предшествовало поднятие и формирование кор выветривания. В ранней юре возникла система мелководных прогибов, вытянутых в северо-восточном направлении, разделённых поднятиями. Они заполнялись терригенно-глинистыми отложениями с возрастанием глинистой составляющей вверх по разрезам и к центрам прогибов.

В пределах Хэнтэй-Даурской зоны прогибы заполнялись континентальными отложениями. В этой зоне в отрицательных структурах проявились и вулканические процессы. Вулканиты имели состав от андезитового до дацитового. Они, вместе с субвулканическими образованиями, образовывали вулкано-плутонические постройки центрального и линейного типов. Формирование их происходило в несколько фаз, разделённых периода-

ми разрушения вулканических построек. По периферии построек туфовый материал смешивался с терригенным.

В краевых частях прогибов на ранней стадии их развития отмечаются олистостромовые отложения, что свидетельствует об активных движениях по конседиментационным разломам. Они, по-видимому, разделяли прогибы и поднятия.

На границе ранней и средней юры внедрялись интрузивы в гомодромной последовательности от диоритового до лейкогранитового.

Со средней юры и до середины мела во всём регионе, захватывая Селенгино-Становую зону, проявляется режим тектоно-магматической активизации. Для него характерны приразломные грабеноподобные континентальные прогибы, в пределах которых проявляется активный вулканизм пёстрого состава, преимущественно повышенной щёлочности, сопровождаемые субвулканическими и гипабиссальными интрузиями, и грубообломочные отложения. Магматическая деятельность сопровождается разнообразным оруденением. Большинство месторождений золота, полиметаллов, урана и редких элементов в регионе связаны с этим этапом развития.

В начале средней юры мелководные прогибы переросли в межгорные континентальные. Они частично развивались со смещением в пространстве относительно раннеюрских структур. Заполнялись континентальными, в большинстве своём грубообломочными, отложениями. В Хэнтэй-Даурской зоне возникли приразломные прогибы, которым предшествовало поднятие и глубокая эрозия. Они заполнялись вулканитами кислого, в меньшей степени среднего и основного составов. Вначале извергалась магма средне-основного состава, а затем стали преобладать вулканиты кислого состава. В краевых частях, вблизи ограничивающих прогибы разломов, накапливались грубообломочные осадки.

В более позднее время в пределах раннеюрских поднятий формировались вулканарии, тектоно-вулканические впадины и кальдеры со значительной фациальной изменчивостью как по латерали, так и по разрезу (шадаронская серия). Извергавшаяся магма вначале имела средний и основной составы, затем она стала более кислой, а в конце снова стали преобладать вулканиты основного состава. Во многих случаях магма имела повышенную щёлочность. Широко были распространены эксплозии с образованием туфовых фаций. По периферии вулканических построек накапливались грубообломочные и туфогенно-терригенные отложения. Завершался этот период внедрением на границе средней и поздней юры субвулканических интрузивов. Комагматом этих вулканитов считается более глубинный шахтаминский интрузивный комплекс, сопровождаемый метасоматическими изменениями вмещающих образований и разнообразным оруденением. Сходные интрузивы внедрялись и в пределах Хэнтэй-Даурской зоны.

В позднеюрское время формировались вулкано-тектонические депрессии и впадины. Они заполнялись вулканитами трахиандезитовой формации (ундино-даинская серия), которые сменялись в краевых частях отрицательных структур терригенными, глинистыми и туфогенно-осадочными отложениями. В небольших объёмах извергались магмы кислого состава. Позднее внедрялись комагматичные вулканитами этого периода интрузии амуджикано-сретинского комплекса с изменением состава от субщелочного габбро до лейкогранитов.

Завершается юрский этап формированием интрузивно-купольных структур, в ядрах которых формировались палингенные гранитоиды.

Меловой этап характеризуется постепенным затуханием тектоно-магматических процессов. Вначале мела существовали конседиментационные рифтогенные впадины, которые заполнялись осадочно-вулканогенными отложениями. Началась вулканическая деятельность с извержения кислой магмы. Затем стали преобладать вулканиты среднего и основного составов. Они сочетались с озёрно-болотными и аллювиальными отложениями. А в краевых частях прогибов присутствовали пролювиальные отложения. Формировались и субвулканические интрузии.

После перерыва в осадконакоплении, который сопровождался поднятием и эрозией, вновь возникли отрицательные структуры типа мульд. Они заполнялись терригенно-глинистыми угленосными отложениями, более грубообломочными в краевых частях.

На границе раннего и позднего мела регион испытал поднятие с формированием кор выветривания. В позднем мелу возникли погружения платформенного типа, которые заполнялись маломощными толщами песчано-глинистых озёрно-аллювиальных отложений.

Кайнозойский этап. В палеогене и неогене регион представлял собой пенепленизированную поверхность, где формировались коры выветривания. В неглубоких впадинах накапливались продукты их переотложения.

В четвертичный период возросла интенсивность и дифференциация тектонических движений. В пределах Агино-Борщовочной зоны продолжал существовать слаборасчленённый рельеф и накапливались в замкнутых котловинах озёрные и аллювиальные отложения. В окружающих её сводовых поднятиях формировался горный рельеф. Осадконакопление происходило в основном по долинам рек, где возникли разнопорядковые террасы. На наиболее поднятых участках возникли горно-долинные ледники, оставившие после таяния моренные и флювиогляциальные отложения.

Контрольные вопросы

1. Границы региона.
2. Главные структурные элементы.
3. Основные черты глубинного строения.
4. Основные черты строения Хэнтэй-Даурской зоны.
5. Основные черты строения Агино-Борщовочной зоны.
5. Основные черты строения Приаргунского срединного массива.
6. Специфика позднемезозойского этапа развития.
7. Особенности неотектонического этапа развития.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е. Н. Тектоника и металлогения юга Сибири / Е. Н. Алтухов. – М. : Недра, 1986. – 247 с.

Булдыгеров В. В. Геология Восточной Сибири : метод. указания к практическим занятиям по курсу / В. В. Булдыгеров. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2005. – 52 с.

Булдыгеров В. В. Введение в региональную геологию : учеб. пособие / В. В. Булдыгеров. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2006. – 98 с.

Булдыгеров В. В. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса / В. В. Булдыгеров, В. Н. Собаченко. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2005. – 184 с.

Геологическая карта Республики Бурятия масштаба 1:500 000. – Улан-Удэ, 1998.

Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий масштаба 1:500 000. – Иркутск : ВостСибНИИГГиМС, 1990.

Геологическая карта Читинской области масштаба 1:500 000 и объяснительная записка к ней. – Чита,1997. – 239 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. – Л. : Недра, 1984.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саяно-Забайкальский регион. – Л. : Недра, 1987.

Геология Сибирской платформы / под ред. И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса. – М. : Недра, 1966. – 448 с.

Давыдов В. И. Краткая объяснительная записка к Геологической карте Бурятской АССР / В. И. Давыдов. – Улан-Удэ : БурТГУ, 1981. – 146 с.

Докембрий Патомского нагорья / А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Перевалов и др. – М. : Недра, 1995. – 352 с.

Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части Монголии масштаба 1:1 500 000 и объяснительная записка к ней / сост. : Г. Я. Абрамович, В. В. Булдыгеров, Н. А. Срывцев, А. П. Таскин. – Иркутск : ВостСибНИИГГиМС, 1989.

Рабочие легенды для ГДП-200 различных регионов Восточной Сибири // Материалы Регионального экспертного совета (РЭС) при ВостСибНИИГГиМСе.

Сводная легенда Муйской серии листов Государственной геологической карты Российской федерации масштаба 1:200 000 / Н. Н. Митрофанова, В. В. Булдыгеров, А. Г. Филиппов. Утверждена НРС МПР России 24.6.1997 г. – Иркутск : ВостСибНИИИГГиМС, 1997. – 160 с., 4 граф. прил.

Сводная легенда Бодайбинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / В. Л. Лившиц, Б. В. Яблоновский. ТГФ Иркутской области.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). – М. : МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. – 571 с.

Геологические карты масштаба 1:200 000 нового поколения листов О-50-XXV, -XXXI, -XXXII, N-50-I, -II и объяснительные записки к ним // Материалы Регионального экспертного совета (РЭС) при ВостСибНИИГГиМСе.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
1. Сибирская платформа..... 5
1.1. Границы..... 5
1.2. Общая характеристика геологического строения..... 8
1.3. Тектонические структуры первого порядка..... 9
1.4. Дизъюнктивная тектоника 12
1.5. Глубинное строение..... 14
1.6. Геологическое строение структур первого порядка..... 18
1.6.1. Алданский щит..... 18
1.6.2. Анабаро-Оленёкская антеклиза..... 25
1.6.3. Вилюйская синеклиза..... 27
1.6.4. Тунгусская синеклиза..... 32
1.6.5. Ангаро-Тасеевская синеклиза..... 40
1.6.6. Среднеленский перикратонный прогиб..... 45
1.6.7. Байкало-Патомский перикратонный прогиб..... 47
1.6.8. Приенисейский перикратонный прогиб..... 54
1.6.9. Предверхоянский краевой прогиб..... 57
1.6.10. Лено-Анабарский краевой прогиб..... 59
1.6.11. Енисее-Хатангский краевой прогиб..... 61
1.7. История геологического развития..... 63
1.7.1. Формирование фундамента..... 63
1.7.1.1. Раннеархейский этап 64
1.7.1.2. Позднеархейский этап..... 65
1.7.1.3. Раннепротерозойский этап 66
1.7.2. Формирование чехла..... 68
1.7.2.1. Рифейский седиментационный цикл..... 68
1.7.2.2. Вend-раннепалеозойский седиментационный цикл..... 69
1.7.2.3. Среднепалеозойский седиментационный цикл..... 74
1.7.2.4. Позднепалеозойско-раннемезозойский седиментационный цикл 77
1.7.2.5. Среднемезозойско-раннекайнозойский седиментационный цикл..... 80
1.7.2.6. Позднекайнозойский седиментационный цикл..... 82
Контрольные вопросы..... *84*

2. Восточно-Саянская складчатая область..... 85
2.1. Общие положения 85
2.2. Геологическое строение 86
2.2.1. Раннедокембрийские образования 86

2.2.2. Позднепротерозойские образования……..……. 91
2.2.3. Фанерозойские образования …….....…… 92
2.3. История геологического развития…….....…… 97
Контрольные вопросы…….....…… *99*

3. Байкало-Витимская складчатая область …….....……. 100
3.1. Границы …….....…… 100
3.2. Основные взгляды на тектоническую природу области …… 101
3.3. Главные структурные элементы …….....…… 102
3.4. Глубинное строение …….....…… 103
3.5. Геологическое строение ……...…… 103
3.5.1. Раннедокембрийские образования ……...…… 103
3.5.2. Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс …….....…. 107
3.5.3. Позднепротерозойские образования .....……. 109
3.5.4. Венд-раннепалеозойские образования .....…… 120
3.5.5. Ангаро-Витимский батолит .....…… 122
3.5.6. Селенгино-Становая зона ……. 123
3.5.7. Мезозойские образования ……..…... 125
3.5.8. Кайнозойские образования …….....…… 127
3.6. История геологического развития…… 128
3.6.1. Раннедокембрийский этап развития……...…… 128
3.6.2. Позднепротерозойский этап развития……..……... 129
3.6.3. Палеозойский этап развития ..…….…. …… 131
3.6.4. Мезокайнозойский этап развития ...…… …… 132
Контрольные вопросы……...……. *133*

4. Восточно-Забайкальская система Монголо-Охотской области палеозойской складчатости …….....….. 134
4.1. Глубинное строение…….……... 134
4.2. Геологическое строение….....……. 134
4.2.1. Хэнтэй-Даурская зона ……..... 135
4.2.2. Агино-Борщовочная зона …….. 137
4.2.3. Приаргунский срединный массив …… 138
4.2.4. Мел-кайнозойские образования……...……. 142
4.3. История геологического развития…….…… 143
Контрольные вопросы……..…….. *147*
Использованная литература…….....…… 148