

243



Е.С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

БАЙКАЛЬСКИЙ ОРОГЕНЕЗ

E. S. POSTELNIKOV

BAIKALIAN OROGENESIS

(on example of Yenisei ridge)

Transactions, vol. 243



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1973

Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

БАЙКАЛЬСКИЙ ОРОГЕНЕЗ

(на примере Енисейского кряжа)

Труды, вып. 243



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1973

Байкальский орогенез (на примере Енисейского края).
Постельников Е.С. М., "Наука", 1973 г.

Основное содержание работы составляет характеристика пород и структур байкальского орогенного этапа. Описаны изменения орогенных пород и дислокаций в зависимости от их положения в общей тектонической структуре региона. Высказано предположение, что миеосинклиналь байкалид и эвгеосинклиналь ранних каледонид являются внешней и внутренней зонами единой геосинклинальной системы.

Монография рассчитана на специалистов, интересующихся проблемами тектоники и региональной геологии.

Табл. 4, иллюстраций 48, библиограф. 216 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В.Пейве (главный редактор),
академик В.В.Меннер, Т.Г.Павлова, П.П.Тимофеев

Ответственный редактор

академик А.Л.Яншин

Editorial Board:

Academician A.V.Peive (editor-in-chief)
Academician V.V.Menner, T.G.Pavlova, P.P.Timofeev

Responsible editor:

Academician A.L.Yanshin

ВВЕДЕНИЕ

Работа выполнена в лаборатории Региональной тектоники Геологического института АН СССР при исследованиях по теме "Байкальская складчатость Сибири". В ее основу положены материалы, собранные автором в 1962–1967 гг. в разных районах Енисейского края. Полевые маршруты были проведены по рекам Большому Питу, Горбилку, Каменке, Удерею, Ангаре, Иркинеевой, Тее, Уволге, Чапе, Большой Черной, Вороговке, Исаковке, Столбовой, Енисею (между впадением р. Верхней Сурнихи и с. Ворогово). В работе широко использованы данные геологической съемки Красноярского геологического управления (КГУ), а также результаты тематических исследований геологов ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ, Енисейской экспедиции МГУ, Института геологии и геофизики СО АН СССР и СНИИГТИМСа.

Автор выражает искреннюю признательность сотрудникам Геологического института АН СССР – В.Н. Григорьеву, З.А. Журавлевой, В.С. Журавлеву, К.А. Клитину, И.Н. Крылову, А.А. Моссаковскому, А.И. Мушенко, Т.Г. Павловой, М.А. Семихатову, А.Л. Яншину и многим другим за ценные замечания и поддержку. Я глубоко благодарен Н.П. Хераскову, бывшему моим научным руководителем в 1962–1965 гг. Советы и указания Н.П. Хераскова во многом определили направление всей работы.

Цель предлагаемой книги – не только региональные описания. Не менее важной задачей автор считает установление некоторых общих характеристик байкальского орогенеза. Для исследования проблемы была избрана территория Енисейского края, на которой стратиграфические разрезы и тектонические структуры рифейского и раннепалеозойского возраста представлены полно. При решении поставленной задачи возникли трудности теоретического характера. Каледонский, герцинский, альпийский этапы формирования земной коры признаются сейчас подавляющим большинством геологов. Не так обстоит дело с байкалидами и байкальским этапом. Разные исследователи неодинаково оценивают их значимость. Наряду с признанием "тектонического ранга" байкалид равноценным другим складчатостям неогей существуют мнения, что по крайней мере в северном полушарии складчатость и орогенез байкальского этапа не были завершенными и не создали самостоятельных складчатых систем – байкалид. Возникла необходимость анализа разных точек зрения, систематизации имеющихся сведений о байкальской складчатости и байкальском орогенезе.

Отметим, что публикация о позднекембрийском орогенезе обычно или очень общи, или узко региональны. Ценная в методическом отношении сводка Г.Штилле (Stille, 1958) во многом устарела в фактической части, особенно для территории нашей страны, описанной по данным 20–30-х годов.

Употребляемые в работе применительно к байкальскому этапу общие термины – "эпигеосинклинальный орогенез", "заклучительная складчатость", "возраст складчатости" – геологи трактуют неоднозначно. Поэтому во введении представляется уместным рассмотреть эти понятия. Автор, конечно, не претендует на полное изложение таких больших и противоречивых проблем. Ниже будут затронуты лишь отдельные их стороны, существенные для предлагаемой работы.

Как известно, развитие геосинклинальных систем в самом обобщенном виде состоит из следующих стадий: 1) начального прогибания; 2) усложнения структуры геосинклинального прогиба (в конце этой стадии нередко выделяют самостоятельный кратковременный этап интенсивного структурообразования, или "главной складчатости"); 3) общего поднятия территории складчатой геосинклинальной системы и образования компенсационных краевых прогибов и межгорных впадин.

Какое положение занимает орогенный этап в приведенной схеме? По этому поводу давно обсуждаются две главные точки зрения. Они существуют с конца XIX в., когда Г.Джилберт (Gilbert, 1890) ввел в геологию понятие "эпейрогенез" и разделил все тектонические процессы на орогенические и эпейрогенические. Как по-

казал Г.Штилле (Stille, 1919), уже в определении Джильбертом термина "орогенез" было заложено противоречие. С одной стороны, этот термин обозначал "горообразование" в морфологическом смысле (в дальнейшем третья стадия схемы), с другой — движения, создающие "узкие географические волны" (т.е. складки. — Е.П.; в дальнейшем вторая стадия схемы, а у многих исследователей — только время "главной складчатости"). Последняя трактовка широко распространена среди западноевропейских геологов. Наиболее полно учение об орогенезе как основном структуро-генном процессе разработано в трудах Г.Штилле (Stille, 1940, 1944, 1950а,с и др.). Для него "орогенез" именно в этом понимании послужил важнейшим репером при расчленении геологической истории Земли на кратковременные (до 1 млн. лет — Stille, 1950 а) фазы структурообразования — "складчатости", или "орогенеза", — и продолжительные эпейрогенические эпохи тектонического покоя. Следующие за "орогенезом" поднятия и горообразование Г.Штилле рассматривает в основном как эпейрогенический процесс.

Термин "орогенез" в качестве синонима понятия "складчатость" и сейчас довольно широко употребляется зарубежными учеными (см., например, статьи А.Альмелы, И.Кетина, Ж.Брюнна и некоторых других геологов (Тектоника Европы, 1964).

Стройная концепция орогенеза была создана проф. Л.Кобером (Kober, 1933) на примере альпийской орогенной зоны Средиземного моря. В основе построений Л.Кобера лежит идея двустороннего сжатия геосинклинального прогиба "кратогенами". Образуются "ороген" (горное складчатое сооружение) и изостатические прогибы на участках жестких глыб, примыкающих к орогену. Отметим, что Л.Кобер допускал возможность одновременного смятия и горообразования, не разрывая резко эти процессы во времени.

Рассмотрение понятия "орогенез" как "горообразование" (третья стадия приведенной выше схемы) с самого начала было связано с изучением вещественного состава пород. Уже М.Бертран, современник Г.Джильберта, в своих палеогеографических реконструкциях связывал образование флишевых и молассовых отложений с горным рельефом (Bertrand, 1887).

В нашей стране метод палеогеографических построений на основе фациального анализа отложений получил особенно широкое распространение благодаря работам А.П.Карпинского, А.А.Борисяка, Д.В.Наливкина, Н.Б.Вассоевича, Ю.А.Жемчужникова и многих других выдающихся исследователей. С горным рельефом и горообразованием (орогенезом) связывались вполне определенные типы осадков (Наливкин, 1932; и др.).

Причина непопулярности у нас трактовки орогенеза как синонима слова "складчатость" заключается также в том, что работы Н.С.Шатского (1937, 1951 и др.) и его многочисленных последователей сильно поколебали учение о "кратковременных орогенических фазах", лишив "орогенез" (складчатость) той определенности и значения, которое придавал ему Г.Штилле. Эти работы показали, что угловые несогласия, изучение которых является фундаментом представлений о "кратковременных орогенических фазах", в действительности не могут служить строгим критерием для установления возраста и скорости структурообразования. На основе анализа фаций и мощностей отложений, слагающих конкретные структуры, был сделан вывод, что периоды "повышения тектонической активности" являются лишь временем наиболее интенсивных движений в длинном и крайне изменчивом процессе складкообразования, а не моментами самостоятельных новых орогенических актов" (Шатский, 1951, стр. 28).

Именно из этих представлений об орогенезе как горообразовании возникла широко известная у нас классификация орогенных формаций Н.П.Хераскова (1963), который позднее писал: "Основной и наиболее характерной частью всех орогенных формационных комплексов являются терригенные толщи преимущественно песчаного и часто конгломератового состава, изучение которых показывает, что они сформировались за счет размыва гор" (1965, стр. 17). С этой точки зрения класс орогенных формаций полигенен, как полигенно образование гор. Поэтому определение орогенных образований только по вещественному составу стало недостаточным для их более дробной классификации. Н.П.Херасков специально подчеркивал, что орогенные формации разных типов "могут быть очень сходны друг с другом, и пока, как правило, диагностика их не может основываться только на литологических и петро-

графических признаках без учета структурных (добавим, и временных. — Е.П.) связей" (1964, стр. 73). Использование комплекса главнейших признаков для разделения орогенных образований — причина успеха классификации Н.П.Хераскова.

С развитием геосинклинальных систем Н.П.Херасков связывает орогенные формации двух типов: геоантиклинальные и формации внутренних и краевых прогибов, накапливающиеся в стадию общих поднятий. Характерными признаками орогенных формаций геоантиклинального типа являются их локализация на антиклинальных поднятиях в условиях еще геосинклинального развития всей системы и тесный латеральный парагенез с геосинклинальными образованиями в смежных прогибах. Руководствуясь этими структурными и временными связями, Н.П.Херасков считает, что при дальнейшем изучении возможно будет отделить геоантиклинальные орогенные формации от орогенных формаций других типов также "по чисто формационным особенностям (литологическому составу и строению)... Когда это будет достигнуто, целесообразно исключить этот тип из орогенного класса" (Херасков, 1963, стр.45). Последнее предложение внесено, по-видимому, для того, чтобы подчеркнуть принципиальную важность наступления этапа общих поднятий и формирования в прогибах орогенных формаций второго типа. Этот рубеж Н.П.Херасков рассматривает как время замыкания геосинклинальной системы и предлагает его в качестве границы для противопоставления "класса геосинклинальных формаций классам платформенных и орогенных..., если, конечно, пренебречь группой орогенных геоантиклинальных формаций" (там же, стр. 46). С этого рубежа, по Н.П.Хераскову, начинается орогенный этап развития складчатых геосинклинальных систем. Такое понимание нижней границы орогенного этапа распространено в советской литературе (Тектоника Евразии..., 1966; Муратов, 1968; Кузнецов, 1970; и др.). Оно является важным критерием для определения верхнего возрастного предела геосинклинального структурообразования; к этому определению мы еще вернемся.

Первостепенную роль орогенеза для установления времени окончания геосинклинального режима многократно подчеркивал Н.С.Шатский. Завершение геосинклинального развития, в том числе и длительного процесса формирования внутренней структуры геосинклинальных систем, Н.С.Шатский всегда связывал с общими орогеническими поднятиями. "Не знаю, бывает ли окончание геосинклинального развития без поднятия? Такие примеры трудно найти", — говорил он ¹.

М.В.Муратов и В.Е.Хайн также считают, "что эволюция геосинклинальных поясов неизбежно ведет к их превращению в складчатые горные страны" (1968, стр.48). В цитированной работе подчеркнута генетическая взаимосвязь горообразования с процессами погружения и складчатости. Закономерности развития эпигеосинклинального орогенного (горообразовательного) процесса, его стадийность подробно рассматривает в своих работах А.А.Моссаковский (1965, 1968, 1969). Первая стадия орогенного процесса в каледонских, варисийских и альпийских геосинклинальных областях заключается, по А.А.Моссаковскому, в замыкании отдельных "геосинклинальных систем" (участков геосинклинальных областей по терминологии Н.С.Шатского, 1946) и накоплении "нижней молассы". Это происходит на разных этапах геологической истории каждой области. "Например, в каледонидах Южной Сибири этот переломный момент в Восточном Саяне, Хамар-Дабане и Восточной Туве падает на границу рифея и кембрия; в Кузнецком Алатау, Батеневском крае, в Туве и в Горной Шории — на середину верхнего кембрия; в Западном Саяне и в Горном Алтае — на границу нижнего и верхнего силура" (Моссаковский, 1969, стр. 135). Верхний возрастной предел первой стадии и наступление в геосинклинальной области второй стадии орогенного этапа проводится по началу общего "сводного поднятия", следующего за замыканием последних складчатых геосинклинальных систем данной области (например, Западного Саяна в области южносибирских каледонид).

Как подчеркивает А.А.Моссаковский, вторая стадия общего горообразования наступает практически одновременно в разных системах геосинклинальной области, что и делает правомерным выделение области в качестве единого геоструктурного подразделения. Продолжительность второй стадий невелика (период или

¹ Из стенограммы доклада Н.С.Шатского "О типах тектонических движений", сделанного на Научной конференции МГРИ 26 марта 1957 г.

часть периода). После стадии горообразования следует третья стадия – денудация созданной горной страны, накопление “верхней континентальной молассы” и постепенный переход к платформенному режиму. Строгих критериев для разграничения во времени двух последних стадий А.А.Моссаковский не называет.

В последние годы крупные теоретические обобщения получены в результате составления мелкомасштабных тектонических карт. Районирование на большинстве таких карт (СССР, Европы, Евразии) производилось по “возрасту складчатости” – времени замыкания геосинклинальных систем (ранних каледонид, поздних каледонид и т.д.), т.е. по началу формирования складчатого горного сооружения на территории этих систем (см., например, Херасков, 1963, гл. “Формационный метод тектонического районирования”; Яншин, 1964; Тектоника Евразии..., 1966). Выше отмечалось, что А.А.Моссаковский предлагает как главный критерий мелкомасштабного тектонического районирования время наступления “второй горообразовательной стадии” во всей складчатой геосинклинальной области определенного возраста. В том и в другом случае подчеркнута принципиальная важность наступления этапа горообразования, относительно локального и более раннего – в пределах складчатой системы, или общего – в пределах всей области.

О генетической сущности геосинклинального процесса и завершающего его горообразования опубликовано много гипотез.

Интересные соображения по поводу магматизма и глубинных преобразований земной коры, вызываемых предшествующей горообразованию складчатостью, высказал Г.Штилле. Отмечая связь “орогенеза” (складчатости) и последующего воздымания с проявлениями сиалического магматизма, он пишет: “Складчатость означает сужение преимущественно сиалического геосинклинального выполнения по ширине, т.е. увеличение геосинклинального выполнения в вертикальном направлении. Однако более интенсивному росту сиалических масс вверх должно соответствовать, согласно геофизическим представлениям (Heim, 1919 г.; Kossmat, 1921г), глубокое погружение в более тяжелый и податливый субстрат. Тем самым нижние части корневых складок, созданных благодаря орогенезу, и преимущественно сиалических, достигали областей высоких температур, при которых начиналось их расплавление” (Stille, 1940; стр. 214–215 русского перевода – Штилле, 1964). Для гранитообразования и завершающих поднятий в некоторых геосинклиналях, регенерированных на мощной сиалической коре, Г.Штилле считал достаточным вертикальные погружения без существенных горизонтальных перемещений сиала (Stille, 1950a).

Представления о ходе и завершении геосинклинального процесса в результате формирования и возрастания мощности “гранитного” слоя земной коры распространены среди советских геологов (Павловский, 1953; Муратов, 1957; Белоусов, 1966; Моссаковский, 1969 и др.; Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; и др.). Они широко обсуждаются в последнее время.

Например, важные положения о взаимосвязи геосинклинального процесса с глубинными внутрикоровыми явлениями сформулировал Н.А.Штрейс, по мнению которого «вряд ли можно сомневаться в том, что геосинклинальное развитие прежде всего является выражением созидания и становления “гранитного” слоя, о чем уже писали отдельные исследователи. Глубокий метаморфизм, гранитизация и массовое образование гранитоидных интрузий, столь характерные для геосинклинального режима, и приводят к возникновению “гранитного” слоя земной коры... В общей форме образование “гранитного” слоя начинается в поднятиях и лишь во вторую очередь распространяется на прогибы, разделяющие эти поднятия. Только при более или менее полном, если так можно сказать, закреплении геосинклинальной области “гранитным” слоем происходит ее замыкание (т.е. орогенез. – Е.П.) и переход в платформенное развитие» (1967а, стр. 7–8).

Кратко резюмируя изложенное, можно сказать, что термин “орогенез” в дальнейшем употребляется нами в смысле “горообразование”. Такое употребление соответствует распространенной гипотезе, что эпигеосинклинальный орогенез вызывается скоплением сиалических масс и “всплыванием” сформировавшейся линзы сиала. Становление “гранитно-метаморфического” слоя достаточно большой мощности обусловлено геосинклинальным процессом, в ходе которого происходят гранитообразование, интенсивная геосинклинальная седиментация и сжатие (складчатость) пластов сиалических пород. Неразрывная связь орогенеза с геосинклинальным развитием под-

черкивается зарождением орогенного процесса уже на собственно геосинклинальном этапе, когда происходит формирование крупных поднятий в геосинклинальных системах (накопление "геоантиклинальных орогенных формаций" Н.П.Хераскова) или разновременное замыкание отдельных геосинклинальных систем в пределах геосинклинальной области (первая стадия орогенеза по А.А.Моссаковскому). Вместе с тем для установления конца геосинклинального режима, а также верхнего возрастного предела (возраста) геосинклинальной складчатости необходимо четко разграничивать собственно геосинклинальный и эпигеосинклинальный орогенный этапы. Объективной предпосылкой такого разграничения служит то, что эпигеосинклинальный орогенез практически одновременно охватывает большие площади. В геологических разрезах его наступление обычно фиксировано региональным седиментационным перерывом и началом накопления своеобразных орогенных толщ (применительно к байкалидам – см. Клитин, Постельников, 1966, 1968)¹.

Большие трудности вызывает установление верхней границы орогенного этапа. Принципиально этот вопрос не разработан. Мы возвратимся к нему после рассмотрения фактического материала по енисейским байкалидам.

Рассмотрим основные точки зрения на байкальскую складчатость и байкальский орогенез (см. также Клитин и др., 1970, раздел "Обзор представлений о байкальской складчатости в Сибири"). Термин "байкальский" для обозначения структурных или возрастных признаков тектонических дислокаций давно употребляется в геологической литературе. О "байкальских простирациях пластов" писал И.Д.Черский (1886), имея в виду северо-восточные направления дислокаций к востоку от меридиана Иркутска. Для обозначения возраста структур название "байкальские" впервые употребил известный исследователь Сибири Я.С.Эдельштейн (1923). Для территории горных сооружений от Алдана до Кузнецкого Алатау он указал на часто встречающееся несогласное залегание кембрия на древних толщах и отметил складчатую структуру самих кембрийских отложений. Из этого наблюдения Я.С.Эдельштейн сделал вывод о широком распространении в Южной Сибири позднекембрийского и древнепалеозойского "циклов орогенеза". Он писал: «... я позволю себе предложить... называть "байкальским" древнейший докембрийский цикл горообразования и так же называть возникшие в результате его складки» (1923, стр. 38). Однако это высказывание Эдельштейна было еще очень общим, а методическая его база – несогласие в основании кембрия – отчасти не подтвердилась фактами при дальнейших исследованиях на таком огромном пространстве.

Заклучение о складчатости и крупных поднятиях, происшедших в конце докембрия на месте геосинклинальных прогибов к югу от Сибирской платформы, сделал В.А.Обручев. Он отметил, что "орогенические движения конца эозоя создали в этих геосинклиналях складчатые системы горных хребтов Эосаяна, Эобайкальского и Эокентея ..." (1927, стр. 318).

В понимании, близком к современному, "Байкальская складчатая зона" на юге Сибири была впервые выделена и описана Н.С.Шатским (1932). В состав зоны вошли Байкальская горная область, северный склон Восточного Саяна и Енисейский кряж (рис. 1), т.е. территории, которые в несколько иных контурах выделены в качестве байкальских сооружений и на последних тектонических картах. В дальнейшем мы будем называть их "тектонотипом байкалид".

Выделение Байкальской "геотектонической области" как крупного структурного элемента фундамента Сибирской платформы Н.С.Шатский (1932) обосновывал большей, по сравнению с отложениями Алданской глыбы, мощностью, своеобразием состава разрезов протерозоя – кембрия в районах байкальской складчатости и сильной дислоцированностью протерозойских – кембрийских пород. Важное значение для установления возраста складчатости в выделенной структурной зоне Н.С.Шатский придавал серии преимущественно кластических образований, прослеживающейся вдоль границы с метаморфическими породами от низовьев р.Ангара на западе до бассейнов

¹ Исключение нередко составляют территории крупных синклиналиев, на которых орогенез бывает ослаблен. Конкретнее об этом см. в разделе "Позднерифейские – нижнепалеозойские отложения...".

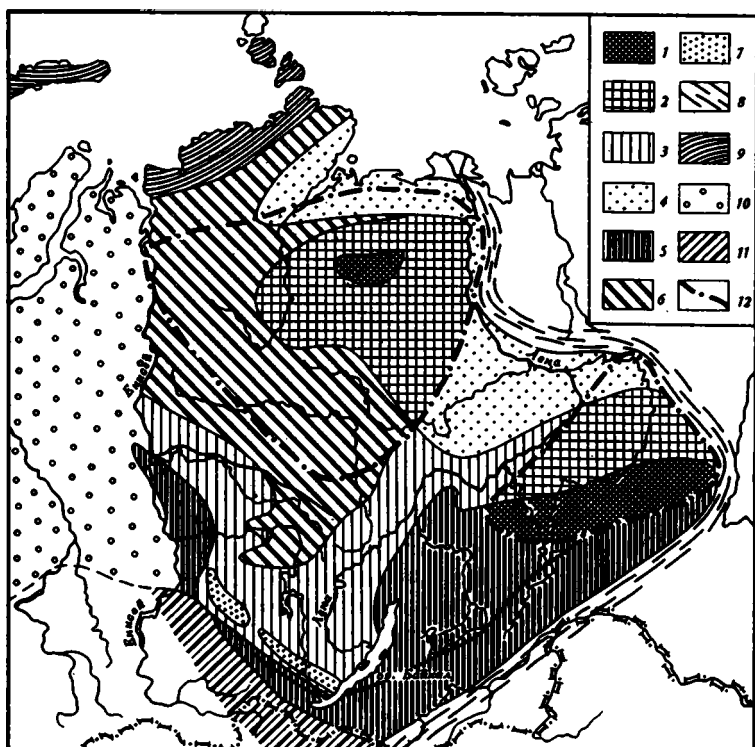


Рис. 1. Тектоническая схема Сибирской платформы и окраинных складчатых сооружений (Шатский, 1932)

1 – гнейсовые массивы Северо-Сибирской и Алданской глыб; 2 – древнепалеозойские поля (древний осадочный чехол. – Е.П.) этих глыб; 3 – Лено-Енисейское кембро-силурийское поле; 4 – Лено-Вилуйская и Хатангская впадина; 5 – Байкальская складчатая зона; 6 – Тунгусская впадина; 7 – Иркутский и Канско-Енисейский мезозойские бассейны; 8 – альпийская окраинная складчатость; 9 – варисийская складчатая зона; 10 – Западно-Сибирская низменность; 11 – каледонская зона Восточного Саяна; 12 – примерные границы Северо-Сибирской и Алданской глыб

рек Жуи и Чары на востоке. Образование ее Н.С.Шатский объясняет так: "Сильные орогенетические движения, связанные со складкообразованием конца докембрийского времени, создали в байкальской зоне сложный рельеф, может быть, ряд скалистых островов, разрушение которых и дало обильный материал, отложившийся в виде мощных терригенных осадков конца докембрия и начала кембрия" (1932, стр. 490–491). Затем этот сложный рельеф был сnivelирован и перекрыт "среднекембрийским морем (по новым данным – нижнекембрийским, – Е.П.), залившим, по-видимому, и весь Прибайкальский кристаллический массив" (там же, стр. 500).

Использование Н.С.Шатским времени накопления орогенных молассовых отложений для определения верхнего возрастного предела байкальской складчатости не случайно. Выше уже отмечалось, что орогенетические поднятия после складчатости, появление толщ мелководных и континентальных кластических отложений в период заключительного орогенеза Н.С.Шатский считал достаточно универсальной закономерностью. Позднее, развивая эту мысль, он писал, что "в байкальский период, так же, как и в три последующих (каледонский; герцинский, альпийский. – Е.П.), не только произошли крупные орогенетические движения, крупные внедрения гранитоидов (Енисейский кряж, Забайкалье), но обширные складчатые геосинклинальные системы превратились в платформенные области" (1963а, стр. 586). В этой же статье Н.С.Шатский отнес к байкальским также движения, вызвавшие на территории тектонотипа региональные перерывы в основании и кровле трансгрессивной серии "верхнедокембрийских – раннекембрийских" отложений.

Напомним, что конец геосинклинального режима и скачкообразный переход геосинклинальной складчатой системы в другую стадию развития по Н.С.Шатскому – результат всего длительного формирования и усложнения структур геосинклинальной стадии. Применение этих общих выводов Н.С.Шатского к байкальскому структурообразованию сильно затруднялось тем, что до недавнего времени не было сколь-нибудь ясных представлений о стратиграфическом объеме соответствующей геосинклинальной стадии – о “теле” байкальских структур. В этом смысле исключительно важное значение имело выделение Н.С.Шатским (1945) рифея. Сам он так писал об этом: “В 1942–1943 гг. мне удалось ознакомиться с древними немymi свитами в бассейне рек Сатки, Ая и Юрюзани, на Бердяушском плутоне, а также с возможными их эквивалентами в ряде разрезов на западном склоне Среднего Урала и убедиться, что в Европейской части Советского Союза мощные серии немых свит являются тем именно осадочным комплексом, который в значительной степени может заполнить огромную стратиграфическую лауну между иотнием и кембрием, подобно тому, как байкальская складчатость несколько заполнила тот же промежуток времени в отношении диастрофизма” (Шатский, 1963б, стр. 601–602). Обсуждая место байкальских движений в геологической истории Земли, Н.С.Шатский подчеркивал, что они не только завершили рифейское геосинклинальное развитие; в разобранном выше смысле он назвал их “эпохой рифейских движений” (Шатский, 1963б).

Подчеркнем еще одно важное обстоятельство. При выделении байкальского этапа и при последующем его исследовании Н.С.Шатский главное внимание уделял зонам с миогеосинклинальными разрезами рифея. Это было вполне естественным на первых этапах изучения рифейских толщ в “байкальском” тектоническом аспекте: рифейские миогеосинклинальные отложения сибирского тектонотипа, западного склона Урала, Тимана являются весьма стратиграфически полными и относительно просто построенными. “Наиболее благонадежный и полный разрез для изучения рифейских отложений надо искать в миогеосинклинальных областях”, – писал Н.С.Шатский (1960, стр. 7). Рифейские эвгеосинклинальные образования ввиду чрезвычайных стратиграфических трудностей он практически исключил из своего рассмотрения.

В ранних статьях Н.С.Шатского байкальские складчатые сооружения и байкальские движения рассматривались главным образом как элементы структуры и тектонической истории Сибирской платформы. По возрасту складчатости байкалды сопоставлялись только с дислокациями Тимана (Шатский, 1932, 1935). В работах Н.С.Шатского после 40-х годов байкалды и байкальские движения перестают быть региональным сибирским явлением. Байкальские движения характеризуют значительный этап тектонической истории земной коры, а байкалды (складчатые сооружения) трактуются как конечный результат этого этапа ее структурной эволюции. По значимости байкалды стали “как бы полным аналогом каледонид, герцинид, мезозонид и альпид на рубежах палеозойских эр (древний и поздний палеозой), мезозоя и кайнозоя” (Шатский, 1963б, стр. 586; 1963а). В одной из своих последних работ Н.С.Шатский (1960), говоря об огромном значении предрифейского перерыва, послерифейского несогласия и “многочисленных перерывов над нижним кембрием, которые обнаружены всюду на земной поверхности”, сделал вывод об общепланетарности байкальской складчатости и поместил ее в разряд явлений, определяющих циклический характер развития земной коры: “Эти факты рисуют грандиозный цикл, причем наиболее интересный, начальный цикл, при котором структуры земной коры только приобретали принципиально иные особенности, свойственные им в течение всей дальнейшей истории Земли” (1960, стр. 12–13).

Исследования последних лет внесли коррективы в фактический материал, которым Н.С.Шатский пользовался для обоснования своих представлений. На вывод Н.С.Шатского не только о позднекембрийском, но и раннекембрийском возрасте байкальской складчатости в Сибири, особенно в его первых работах (Шатский, 1932, 1935), по-видимому, повлияли существовавшие в те годы ошибочные представления о широком распространении кембрия – силура в Байкальской горной области и в Восточном Саяне (работы М.М.Тетяева, А.Г.Вологодина и др.), о среднекембрийском возрасте ленских известняков и целиком нижнекембрийском – терригенных толщ, заключенных между ленскими известняками и метаморфизованным протерозоем. Напомним, что первые публикации о нижнекембрийском возрасте основной части

разреза ленских известняков появились в 40–50-х годах. Изложение истории вопроса содержится в работах Н.С.Зайцева (1954), Н.П.Суворовой (1954) и А.А.Предтеченского (1960). Только за последние несколько лет признано целесообразным проводить границу кембрия и докембрия внутри упомянутых терригенных толщ по появлению первых ископаемых скелетных организмов, а их нижние горизонты считать докембрийскими (Решение совещания..., 1962; Всесоюзный симпозиум..., 1965).

Время регионального перерыва в основании обломочных орогенных отложений в выделенной Н.С.Шатским Байкальской складчатой зоне теперь оценивается по крайней мере на 200–250 млн.лет древнее начала кембрийского периода. Соответственно более древним оказался верхний возрастной предел байкальской складчатости на территории тектонотипа байкалит.

Подверглось дальнейшей разработке и критике положение Н.С.Шатского о том, что байкальский орогенез завершил весь рифейский (в объеме уральского стратотипа) этап геосинклинального развития земной коры. Напомним, что первоначально Н.С.Шатский оценивал продолжительность рифейского времени в 200–250 млн.лет, приравнивая объем рифея к двум–трем геологическим системам (Шатский, 1960). На основании новых радиологических данных установлена намного большая продолжительность рифейской эры. Длительность формирования уральского стратотипа определяется теперь цифрами не менее 900–1000 млн.лет (Гаррис и др., 1964 и пр.). На протяжении этого огромного отрезка геологической истории многие исследователи выделяют несколько эпох складчатостей, равноценных собственно байкальской. Например, Н.А.Штрейс (1964) для платформ южного полушария подчеркнул значение среднерифейских платформообразующих складчатостей – кибарийской в Африке, сатпурской в Индии и т.д. В.Е.Хаин считает, что “наблюдаемые в разрезах верхнего протерозоя (синия, рифея) несогласия и фазы метаморфизма и внедрения гранитоидов позволяют уже теперь расчленить байкальский этап (мегацикл) (охватывающий, по В.Е.Хаину, интервал времени от 1350 до 600 млн.лет. – Е.П.) на три цикла, примерно соизмеримых с каледонским, герцинским, альпийским” (Хаин, 1964, стр. 368).

В свете новых материалов обсуждается также нижняя граница байкальского этапа (рифея Н.С.Шатского). Все больше появляется данных о том, что на территории тектонотипа байкалит геосинклинальное развитие (байкальский этап) началось с 1300–1400 млн.лет, т.е. с верхов нижнего или с начала среднего рифея уральского стратотипа (Келлер и др., 1967; Геохронология докембрия..., 1968; и др.). На самом Южном Урале нижний член рифейского стратотипа – бурзянская серия – отделен от вышележащих отложений крупным несогласием, которому соответствует по времени внедрение Бердяшского плутона (Гарань, 1963; и др.). Эти и другие аргументы говорят в пользу определения объема рифейской эры в интервале 1300–1400 – 570 млн.лет (Богданов, Хаин, 1968).

Другие геологи, напротив, сильно расширяют продолжительность байкальского этапа. Так, Л.И.Салоп применяет термин “Байкалиты” (с прописной буквы) для обозначения конкретной геосинклинальной системы, “возникшей приблизительно на месте современной Байкальской горной области в самом начале раннего протерозоя и закончившей существование в конце кембрия” (Салоп, 1967, стр. 381–382). Оценивая продолжительность существования геосинклинали “Байкалит” цифрой свыше 2000 млн.лет, Л.И.Салоп пишет: “Необходимо подчеркнуть, что на протяжении всего этого колоссального промежутка времени существовала единая геосинклинальная система, развивавшаяся строго закономерно, в определенном направлении. За все это время, несмотря на имевшие место частные перестройки, общий ее структурный план не изменялся, и структуры каждого этапа диастрофизма развивались унаследованно от предшествующих” (1967, стр. 621). Термин “байкальская складчатость” в широком, не региональном смысле Л.И.Салоп понимает как складчатость, относящуюся к развитию протерозойских геосинклинальных систем.

Перечисленные поправки и предположения не могут умалить значения общих выводов Н.С.Шатского о существовании в истории Земли длительной байкальской эпохи геосинклинального развития, конец которой, как и других подобных эпох неогей, ознаменовался поднятиями, региональными седиментационными перерывами и накоплением орогенных толщ.

После работ Н.С.Шатского общую характеристику байкальского этапа и байкалид северного полушария по более новым материалам дал Н.П.Херасков (1964). Он подчеркнул приуроченность байкальских структур к окраинам древних платформ – Сибирской, Северо-Китайской, Индийской, Русской, Северо-Американской, где они или образуют самостоятельные складчатые сооружения, или относятся к фундаменту палеозойских систем. Накопление мощных миогеосинклинальных байкальских (рифейских) комплексов, по Н.П.Хераскову, началось не позднее 1500 млн. лет назад и закончилось с появлением орогенных формаций приблизительно на границе кембрия и докембрия.

Для байкальских миогеосинклинальных комплексов разных районов характерно полициклическое строение. Однако полной повторяемости при этом не наблюдается: развитие было направленным. Эти комплексы, отмечает Н.П.Херасков, сложены преимущественно аллохтонными формациями, возникшими в результате сноса материала с древних платформ. Большую роль в их составе играют переотложенные продукты коры выветривания – кварц, аркозы, соединения железа, магния, устойчивые тяжелые минералы, концентрации которых доходят до величин, соответствующих промышленным железорудным, магнезитовым, титановым и другим месторождениям. Для байкальских миогеосинклинальных систем характерно также широкое развитие гранитоидов и весьма ограниченное – базитов и гипербазитов.

От древних платформ миогеосинклинальные прогибы байкальского этапа отделены "краевым швом". Сам миогеосинклинальный "окраинный" прогиб может быть весьма широким. Геосинклинальные толщи в его приплатформенных частях дислоцированы слабо и нередко залегают согласно с перекрывающими орогенными формациями. Это вызывает трудности в оконтуривании байкальских систем со стороны их платформенного края. Во внутренней зоне окраинных прогибов наблюдаются интенсивные дислокации, повышенный метаморфизм пород, массивы гранитоидов. Эта зона постепенно или по разломам сменяется полосой крупных поднятий, занимающих внутреннюю часть миогеосинклинали.

Как будет показано ниже, многие из выводов Н.П.Хераскова о геологии байкальских миогеосинклиналей, особенно структурные, подтверждаются материалами по енисейским байкалидам.

К эвгеосинклинальным зонам байкалид Н.П.Херасков отнес "многочисленные, хотя обычно ограниченные по площади выходы геосинклинальных образований верхнедокембрийского возраста" в фундаменте более молодых складчатых систем (1964, стр. 75). Н.П.Херасков, как и Н.С.Шатский, их не описывает, отмечая только, что "эвгеосинклинальный комплекс байкалид... в целом сходен с аналогичными комплексами формаций палеозойских геосинклинальных систем" (там же, стр. 76).

К сожалению, ни Н.С.Шатский, ни Н.П.Херасков не опубликовали подробных конкретных описаний орогенных образований байкалид сибирского тектонотипа или других районов. О времени проявления орогенеза и объеме орогенных образований байкалид на территории тектонотипа между разными исследователями существуют большие разногласия.

Большинство сибирских геологов однозначно определяют верхний возрастной предел байкальской складчатости в Южной Сибири как докембрийский (Павловский, 1960; Зайцев, 1964; Клитин, Постельников, 1966, 1968; Смирнов и др., 1967; Хренов, 1968; и др.). Он устанавливается по региональному позднедокембрийскому перерыву или началу накопления вышележащих неметаморфизованных, преимущественно терригенных осадочных толщ. Последние трансгрессивно залегают на измененных породах рифея или более древних образованиях и, в свою очередь, перекрыты нижнекембрийскими карбонатными отложениями. Весьма важно то обстоятельство, что на всей территории тектонотипа байкалид – в Байкальской горной области, Восточном Саяне, Присаянье и Енисейском кряже – разрезы этих толщ имеют сходный состав и строение (Клитин, Постельников, 1966; Клитин и др., 1970). Однако их тектоническая принадлежность как для отдельных складчатых сооружений, так и для территории всего тектонотипа разными исследователями трактуется по-разному. Рассмотрим основные точки зрения о природе "спорных" толщ.

В Байкальской горной области и Забайкалье Е.В.Павловский (1948, 1956, 1960), З.Г.Беличенко и П.М.Хренов (1965; Хренов, 1968; Беличенко, 1969) признают большое значение байкальской складчатости и определяют ее возраст по региональ-

ному перерыву в основании трансгрессивной серии отложений самых верхов докембрия и кембрия. Однако названные исследователи не рассматривают этот уровень как верхний возрастной предел геосинклинального развития. Породы верхнедокембрийской – кембрийской трансгрессивной серии и соответствующие магматические образования они относят к самостоятельному раннекаледонскому геосинклинальному циклу.

Л.И.Салоп (1967) считает, что территория Байкальской горной области прошла единый геосинклинальный этап развития, начавшийся в раннем протерозое и закончившийся в конце кембрия. Интересующие нас толщи трансгрессивной серии Л.И.Салоп по окраине Сибирской платформы и на Байкало–Витимском поднятии рассматривает как орогенные (отложения передового прогиба и межгорных впадин). В Бургузино–Витимском синклинии он относит их к образованиям "остаточной геосинклинали".

Близкую точку зрения высказал М.А.Семихатов (1962 и др.). В Енисейском крае на границе кембрия (позднее "венда") и рифея он отмечает "одну из фаз байкальской складчатости", в результате которой приплатформенная зона рифейской миеосинклинали причленилась к платформе. В центральных и западных районах Енисейского края и смежных участках Восточного Саяна в конце докембрия – начале нижнего палеозоя, по М.А.Семихатову, продолжалось геосинклинальное накопление (чингасанская, вороговская, карагаская, анастасьинская, лебяжинская и другие свиты и серии). Согласно М.А.Семихатову, заключительные движения в рифейской – нижнепалеозойской геосинклинали произошли в конце среднего или начале верхнего кембрия и, по-видимому, связываются им с предверхнекембрийским региональным перерывом. Верхнекембрийские обломочные толщи накапливались у подножий воздымающихся горных сооружений Восточного Саяна и Енисейского края "в передовом или предгорном прогибе", а отложения ордовика и силура соответствуют "собственно платформенному этапу развития рассматриваемой территории".

Мнение М.А.Семихатова о существовании на Енисейском крае в венде и кембрии геосинклинальных условий разделяют Д.И.Мусатов и М.И.Волобуев (1964), подчеркнувшие историко-геологическое единство "Енисейско–Саяно–Алтайской геосинклинальной области".

Н.С.Зайцев считает, что геосинклинальный режим на территории Енисейского края, северного склона Восточного Саяна и в Прибайкалье к началу кембрия уже сменялся платформенным. Аналогичной точки зрения для северного склона Восточного Саяна и Присаянья придерживаются А.Д.Смирнов и др. (1967). Формирование платформенного чехла, по Н.С.Зайцеву (1964), началось с накопления трансгрессивной серии отложений, включающей чингасанскую серию, карагасскую, анастасьинскую и ушаковскую свиты.

Многие геологи для всей или части территории тектонотипа байкалид те же пестрые верхнедокембрийские толщи трансгрессивной серии относят к байкальским орогенным образованиям (Херасков, 1963, 1964; Долгинов, 1964; Клитик, Постельников, 1966; Клитик и др., 1970; Лейпциг, Ишков, 1970; и др.).

Таким образом, одни и те же толщи в Енисейском крае, Присаянье, северной части Восточного Саяна и в Забайкалье разные исследователи относят то к собственно геосинклинальным образованиям, то к эпигеосинклинальным орогенным накоплениям, то к нижним горизонтам платформенного чехла. Соответственно различные заключения делаются о времени окончания геосинклинального режима ("возрасте складчатости"), месте и роли байкальского орогенеза в геологической истории региона. В отношении возраста складчатости положение усложняется также тем, что признаки, применяемые разными геологами для его установления – по степени дислоцированности пород, перерывам в осадконакоплении, несогласиям, времени проявления кислого магматизма, по смене геосинклинальных осадков платформенными или орогенными, – далеко не всегда совпадают во времени и пространстве. Поэтому исследователи, придающие тому или иному признаку решающее значение, часто приходят к разным выводам.

Из сказанного следует, что направленное изучение "спорных" толщ и обстановки их образования прежде всего на территории тектонотипа байкалид, а также выделение на этом материале общих признаков для более точного определения понятия "байкальский эпигеосинклинальный орогенез" – актуальная проблема. Автор надеется, что предлагаемая работа хотя бы в небольшой степени будет способствовать ее решению.

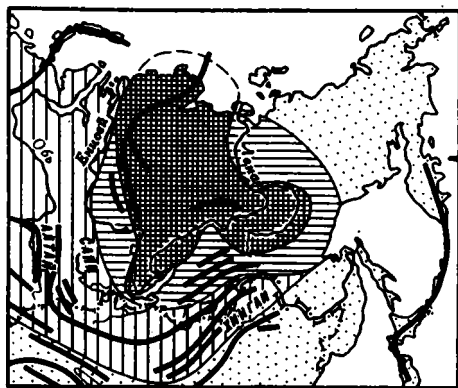
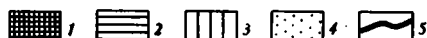


Рис. 3. Тектоническая схема Восточной Сибири и сопредельных территорий (по Л.Лонэ)

1 - древний массив (Сибирская платформа, - Е.П.); складчатые зоны (2-4): 2 - каледонская, 3 - герцинская, 4 - третичная, 5 - простирающиеся складчатых систем



Следы позднедокембрийских (рифейских) складчатостей и орогенезов широко распространены на земной поверхности. Им предложены разные названия: кадомская, гренвиллская, авалонская, араксайдская, сатпурская, араваллийская, кибарийская, катангская складчатости и многие другие. Среди иностранных геологов наиболее употребителен введенный Г.Штилле термин "ассинтская складчатость". Соответствующие эпигеосинклинальные орогенезы разновозрастны в разных областях; они имели место в нижнем, среднем и верхнем рифее. Поэтому, как уже говорилось, ряд геологов рассматривает байкальский тектонический этап как эпоху, включающую не один, а несколько складчатостей и орогенезов (Хаин, 1964; Богданов, Хаин, 1968; и др.). Не отвергая целесообразности такого предложения, я должен оговориться, что в данной работе охарактеризован только позднебайкальский (или собственно байкальский, по Н.С.Шатскому) орогенез конца рифейского времени.

ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Глыбово-складчатое сооружение Енисейского кряжа протягивается вдоль западного края Сибирской платформы на расстояние около 900 км, между реками Каном и Подкаменной Тунгуской. Рельеф кряжа низкогорный; значительный (до 750 м) врез речных долин и большая залесенность определяют горно-таежный характер ландшафта. Почти вся эта территория занята докембрийскими и нижнепалеозойскими породами, перекрытыми прерывистым чехлом рыхлых отложений. Выходы коренных пород на 90% сосредоточены вдоль долин крупных рек. Обнаженность по площади плохая.

Наиболее древние образования Енисейского кряжа – канский и енисейский метаморфические комплексы – слагают Канскую глыбу (рис. 4 и 5). Комплексы выделены и подробно описаны Ю.А.Кузнецовым (19416 и др.), а также другими исследователями (Волобуев, Зыков и др., 1964; Наливкина, 1965), которые считают их стратиграфическими сериями. По общегеологическим сопоставлениям и радиометрическим данным канская серия отнесена к архею, а енисейская – к нижнему протерозою или архею (Кузнецов, 19416; Герлинг, Артемов, 1964; Каталог ..., 1968). Архейские образования Канской глыбы по минеральным ассоциациям отнесены Ю.А.Кузнецовым (19416, 1961) к фациям гиперстеновых гнейсов и гранулитовой. Они сопоставляются с аналогичными образованиями анабарского и алданского архея фундамента Сибирской платформы.

Аналоги древних серий выделяются в последнее время М.И.Волобуевым также на севере Енисейского кряжа (бассейны рек Гаревки, Верхней Сурнихи, Тиса, верховье р. Чапы и т.д.). Они приблизительно соответствуют "свите хребта Карпинского" геологов ВАГТа (Горяинова и др., 1954 г.). Преобладают слюдяные гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты. Некоторые исследователи (Г.И.Кириченко, часть геологов КГУ) относят эти образования к тейской серии среднего протерозоя, другие (Е.А.Долгинов и др.) – к разным подразделениям рифея. Важным доводом за нижнепротерозойский возраст рассматриваемых гнейсов и сланцев являются определения абсолютного возраста метаморфизующих их гранитоидов Киликийского и Гаревского массивов – 2150 ± 100 млн. лет (U-Th-Rb метод по ширкону и ортиту; Волобуев и др., 1968). Этот довод, однако, не решает вопрос однозначно, если учесть многофазность формирования указанных гранитоидов и возможность нахождения в гранитном расплаве более древних остаточных минералов. Возраст древнейших метаморфических пород на севере Енисейского кряжа остается спорным. На геологической схеме они условно показаны как нерасчлененный архей – нижний протерозой (см. рис. 4, знак 2).

В нижнем протерозое произошло формирование многочисленных интрузий таракского и других комплексов гранитоидов, наиболее широко распространенных в пределах Канской глыбы (см. рис. 4 и табл. 1). Нижнепротерозойские гранитоиды прорывают породы канской и енисейской серий. Их верхний возрастной предел по радиологическим данным 1800 ± 100 млн. лет.

Среднепротерозойский возраст имеют образования пенчenginской свиты тейской серии, обнажающиеся в ядрах крупных антиклинорных структур Заангарья. Свита сложена метаморфизованными известняками, доломитами, мраморами, слюдяными сланцами, гнейсами и основными вулканитами. Небольшие тела диабазов и габбро-диабазов этого времени распространены и в Южно-Енисейском кряже (1600 – 1650 млн. лет; Каталог..., 1968). Гранитоиды среднего протерозоя на Енисейском кряже не установлены.

По составу отложений и характеру магматизма породы пенчenginской свиты нередко рассматриваются как своеобразные платформенные образования (Мусатов, 1967 и др.).

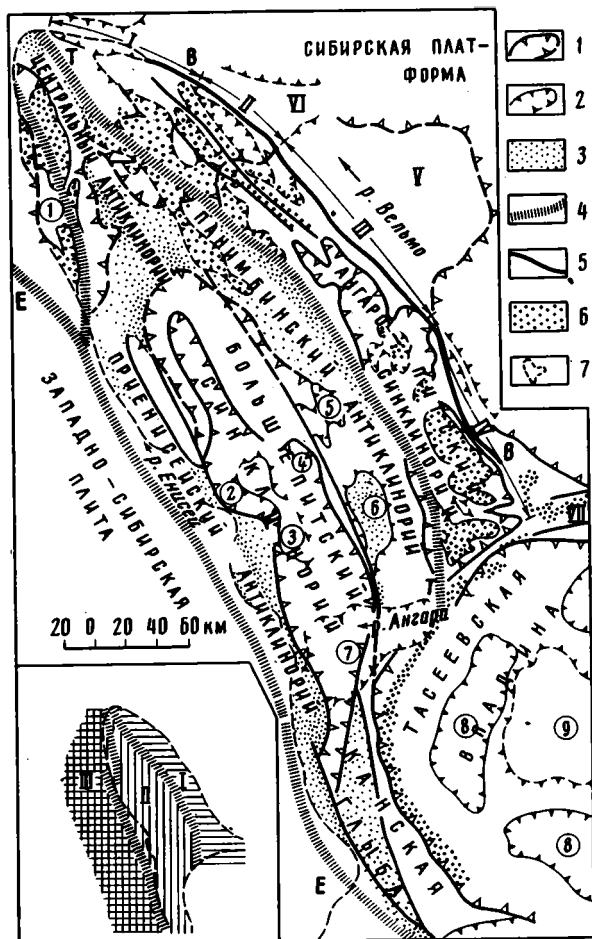


Рис. 5. Схема современной тектонической структуры Енисейского кряжа

Контуры тектонических структур (1-2): 1 - наиболее крупных, 2 - второго порядка; 3 - своды антиклинорий; 4 - тектонические швы; 5 - разломы; 6 - участки распространения отложений орогенного этапа байкалиды; 7 - контур Енисейского кряжа по выходам докембрийских - нижнепалеозойских отложений

Тектонические швы и разломы: Е - Е - Енисейский, Т - Т - Татарский, В - В - Восточный

Цифры на схеме (в кружках) - структуры северо-западного простирания (1-6, 8, 9): прогибы - 1 - Вороговский, 8 - Ангаро-Канский; синклинали - 2 - Бурмакинская, 4 - Каитыбинская, 5 - Кадринская; антиклинали - 3 - Сухопитская, 6 - Татарская; 7 - Нижнеангарская кайнозойская котловина; 9 - Чуно-Бирюсинский свод. Структуры субширотного простирания (I-VII): прогибы - II - Кутукаско-Гаревский, IV - Питско-Ангарский; поднятия - I - Северо-Енисейское, III - Енашимское, V - Вельминское, VI - Чапинский выступ (по геофизическим данным); VII - Иркийнеевский антиклинорий.

Обозначения на врезке. Мезогеосинклиналь: I - внешняя подзона, II - внутренняя подзона; эвгеосинклиналь: III - западная зона

Таким образом, в основании рифейских геосинклинальных толщ на территории Енисейского кряжа широко распространены кристаллические образования архейско-протерозойского сиалического фундамента и метаморфизованные среднепротерозойские породы.

Залегающие выше рифейские геосинклинальные толщ составляют большую часть Енисейского кряжа. Их стратиграфические разрезы благодаря значительной мощности и полноте являются опорными для геосинклинального рифея Средней Сибири. Условия формирования этих толщ подробно рассмотрены Е.А. Долгиновым (1966) и И.В. Воробьевым (1969). В разных структурно-фациальных зонах толщ имеют неодинаковые характеристики. На запад от Сибирской платформы полнота рифейских разрезов возрастает. Более западные разрезы отличаются от восточных наличием гранитоидов и вулканогенных пород разного состава, повышенным "пятнистым" метаморфизмом, значительно большими мощностями стратиграфических подразделений, сложной дислоцированностью. Несмотря на эти изменения, выделенные в восточных разрезах рифейские стратиграфические подразделения прослеживаются почти на всей территории Енисейского кряжа (за исключением северо-западного района, описанного отдельно).

Собственно геосинклинальный (доороженный) разрез рифея Енисейского кряжа состоит из сухопитской и тунгусикской серий. Непрерывный разрез сухопитской серии включает свиты (снизу): кординскую, горбилокскую, удерейскую, погорюйскую, кар-

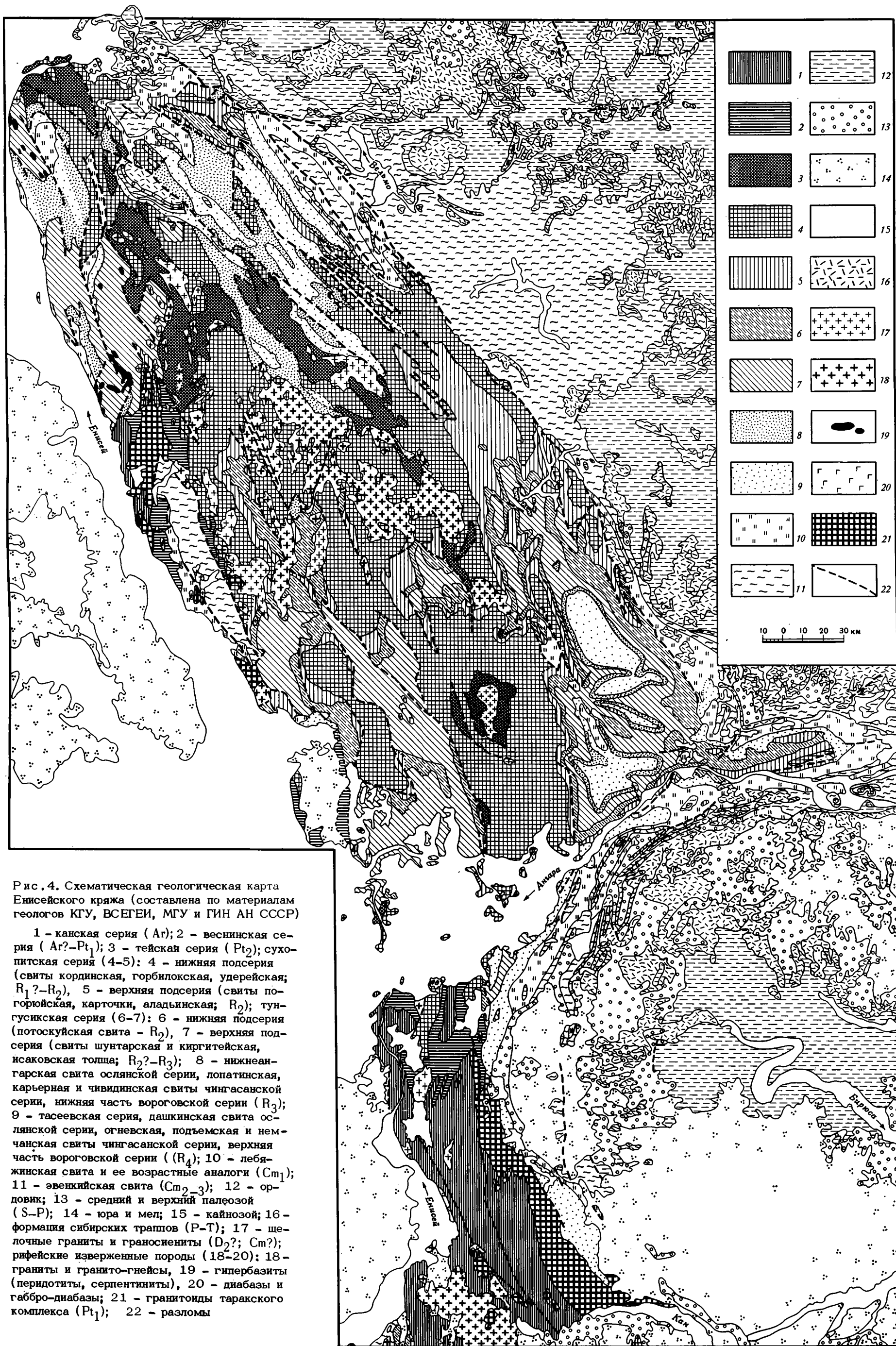


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Енисейского края (составлена по материалам геологов КГУ, ВСЕГЕИ, МГУ и ГИН АН СССР)

1 - канская серия (Ar); 2 - веснинская серия (Ar?-Pt₁); 3 - тейская серия (Pt₂); сухопитская серия (4-5): 4 - нижняя подсерия (свиты кординская, горбилокская, удерейская; R₁?-R₂), 5 - верхняя подсерия (свиты погорюйская, карточки, аладинская; R₂); тунгусикская серия (6-7): 6 - нижняя подсерия (потоскуйская свита - R₂), 7 - верхняя подсерия (свиты шунтарская и киргитейская, исаковская толща; R₂?-R₃); 8 - нижнеангарская свита ослянской серии, лопатинская, карьерная и чивдинская свиты чингасанской серии, нижняя часть вороговской серии (R₃); 9 - тасеевская серия, дашкинская свита ослянской серии, огневская, подъемская и немчанская свиты чингасанской серии, верхняя часть вороговской серии ((R₄); 10 - лебяжинская свита и ее возрастные аналоги (Cm₁); 11 - эвенкийская свита (Cm₂₋₃); 12 - ордовик; 13 - средний и верхний палеозой (S-P); 14 - юра и мел; 15 - кайнозой; 16 - формация сибирских траптов (P-T); 17 - щелочные граниты и граносиениты (D₂?; Cm?); рифейские изверженные породы (18-20): 18 - граниты и гранито-гнейсы, 19 - гипербазиты (перидотиты, серпентиниты), 20 - диабазы и габбро-диабазы; 21 - гранитоиды таракского комплекса (Pt₁); 22 - разломы

точки и аладинскую. Последняя выделяется не повсеместно и нередко объединяется со свитой карточки в сосновскую свиту. Общая мощность сухопитской серии на восточном склоне кряжа 5–6 км; в западных разрезах она значительно возрастает. Сухопитская серия, по-видимому, трансгрессивно залегает на метаморфическом фундаменте, хотя для всей территории Енисейского кряжа это не доказано. Ее базальные слои (кординская свита) начинаются конгломератами и сложены в основном мелкокристаллическими зелеными сланцами с прослоями кварцитов и аркозовых песчаников. Горбилоская и удерейская свиты – преимущественно глинистые накопления, регионально измененные до кварц-серицит-хлоритовых сланцев зеленовато- и темно-серого цвета. В западных разрезах среди пород трех нижних свит сухопитской серии встречено много эффузивов, преимущественно основных.

В составе погорюйской свиты наряду с глинистыми сланцами большую роль играют кварцевые, кварц-полевошпатовые алевролиты и песчаники. Нередко они косо-слоистые, имеют на поверхностях напластования знаки волновой ряби. Обломочные породы образуют обособленные пласты, а также участвуют в сложении мелких ритмов из чередующихся песчано-алевритовых, алевритовых и глинистых слоев мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров. Разрез сухопитской серии венчается отложениями сосновской свиты – пестроцветными слоистыми глинистыми известняками, известковистыми сланцами, в верхах – светлыми доломитами и магнетитами.

Тунгусикская серия разделяется на потоскуйскую, шунтарскую и киргитейскую. Нередко принимается также более дробное деление (Семихатов, 1962). Распространение фашиально разнообразных пород тунгусикской серии на территории Енисейского кряжа неравномерно. В результате конседиментационного развития геосинклинальных структур, а также глубокого современного эрозионного среза отложения тунгусикской серии широко распространены только в синклиналиях (см. рис. 4), где мощность ее разрезов достигает 4 – 6 км. Породы тунгусикской серии, особенно верхних свит, на антиклинорных структурах изучены значительно хуже.

Потоскуйская свита на антиклинориях с размывом залегает на сухопитских образованиях, а в синклиналиях связана с ними постепенными переходами. Нижние 2/3 разреза потоскуйской свиты (красногорская свита Г.И.Кириченко) сложены темными и пестрыми глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Мощность свиты на восточном склоне кряжа колеблется от первых сотен метров на поднятиях до 600–900 м в Ангара-Питском синклинории (см. рис. 5). В Центральной части Енисейского кряжа (Большепитский синклинорий) она возрастает до 1,5–2,0 км. В составе свиты среди сланцев и алевролитов здесь появляются пачки преимущественно кислых эффузивов, а по мере приближения к Приенисейскому антиклинорию – прослой грубообломочных пород. Характерными для нижних 2/3 разреза свиты являются повышенные содержания в породе гематита, каолинита, глинозема, плохая сортировка обломочного материала и преимущественно кварцевый его состав. В верхней части потоскуйской свиты (джурская свита С.В.Обручева) преобладают мелководные известняки и доломиты, часто со строматолитами. На поднятиях в верхах свиты нередко строматолитовые рифы и горизонты осадочных брекчий. Строгая приуроченность строматолитовых пород к верхам потоскуйской свиты не повсеместна. Рифы по простиранию могут непосредственно переходить в пестрые сланцы, алевролиты и песчаники, вероятно, генетически связанные с корой выветривания. Такие соотношения наблюдались, например, на западном погружении Иркинеевского антиклинория вблизи устья р.Каменки.

Отложения шунтарской и киргитейской свит известны почти исключительно в синклинорных фашиях. В разрезах шунтарской свиты Ангара-Питского синклинория преобладают темные графитистые алевро-глинистые сланцы; подчиненное значение имеют песчаники и глинистые известняки. В Большепитском синклинории, особенно на его западном крыле, велика роль разнообразных по составу вулканогенных пород.

На Восточном крыле Панимбинского антиклинория (см. рис. 5) при пересечении его с р.Большим Питом в разрезе нижней половины шунтарской свиты темные глинистые сланцы замещаются пестроокрашенными разностями с прослоями бурых известковисто-глинистых пород, розовых кварцевых песчаников и алевролитов, нередко косо-слоистых. На поверхностях напластования встречены волноприбойные знаки. Мощность пестрой пачки – первые сотни метров. Отложения киргитейской свиты харак-

Возраст пород (в млн.лет) и комплексы гранитоидных массивов Енисейского края (по Волобуеву, 1967)

Объект	Свинцово-изотопный метод		K-Ar метод		Rb-Sr метод		Тектоно-магматический цикл
	минерал	возраст	порода, минерал	возраст	порода, минерал	возраст	
Богунаевский комплекс							Родезийский
Ксенолиты Нижне-Канского массива, пегматиты шиверы Каренькой	Микроклин	2500±200	-	-	Гнейсо-граниты, микроклин	2500±200	
Мигматиты рек Кана, Кимбирки	Монацит	2450±250	Биотит	1380±100	-	-	
Киликийский комплекс							Беломорский
Киликийский массив	-	-	Биотит	750	-	-	
Жила гранита у Придивинска	Циркон	2200±400	'	2150	-	-	
Таракский комплекс							
Таракский массив	Монацит, циркон, ортит, микроклин	1800±100	Биотит	680-590	Гранит, микроклин	1958±150	
Пегматиты в таракских гранитах	Микроклин	1900±200	Мусковит	1690	-	-	
Березовский массив	Монацит, циркон	1800±100	Биотит	730	Микроклин	1950±150	
Сокаревский массив	Монацит	1800±100	-	-	-	-	
Гаревский массив	Ортит, циркон	1800±100	-	-	-	-	
Шуличский массив	Циркон	1800±100	-	-	-	-	
Пегматиты в калантатской толще	Микроклин	1800±100	Микроклин, мусковит	730-610	-	-	
Усть-Немжинский массив	Циркон	1800±100	-	-	-	-	

			<u>Тейский комплекс</u>				Байкальский Орогенный
Тейский массив	Циркон	940±70	Биотит	850-900	-	-	
Прохоровский массив	"	950±70	-	-	-	-	
Пегматиты р.Кондуяк	Микроклин	940±100	Мусковит	895	-	-	
Пегматиты р.Торжики	-	-	"	930	-	-	
			<u>Посольно-ангарский комплекс</u>				
Посольненский массив	Циркон	810±50	Биотит	600-550	Биотит	910±130	
Стрелковский массив	Монацит	850±60	"	800	-	-	
Татарский массив	Циркон	850±100	"	880-700	Микроклин	820	
Нижне-Каянский массив	Циркон, монацит	850±100	Биотит, микроклин	610-550	-	-	
Белогорский массив	Микроклин	880±100	Микроклин	550	-	-	
Каламинский массив	Монацит	850±50	Биотит	750	-	-	
Мигматиты р.Тасе-евой	"	870±60	"	640	-	-	
Пегматиты Канского месторождения	-	-	Биотит, мусковит	700-650	Микроклин	690	
Пегматиты Кондаковского месторождения	Апатит, настуран	850±100, 700±50	Биотит, мусковит	870-650	-	-	
			<u>Аяхтинский комплекс</u>				
Аяхтинский массив	Циркон	670±500	Биотит	670	-	-	
Ногатинский массив	Ортит	670±50	-	-	-	-	
			<u>Порожненский комплекс</u>				
Порожненский массив	-	-	Щелочной гранит	635	-	-	

теризуются значительным фаціальным разнообразием и не выдержаны по мощности. Самые полные разрезы приурочены к Ангари-Питскому синклинорию, где киргитейские породы согласно залегают на шунтарских сланцах. К киргитейской свите здесь относится мощная толща мелководных карбонатно-глинистых и мелкообломочных отложений, в том числе строматолитовых известняков и доломитов. В Большепитском синклинории в разрезах свиты много туфов и эффузивов разного состава. Типичной чертой толщ этого возраста является мелкоритмичное флишеидное строение. В при-сводовой части Панимбинского антиклинория (на Татарской антиклинали; см.рис. 5) киргитейские отложения, по данным В.Н.Мокрого (КГУ, 1962 г.), трансгрессивно перекрывают породы потоскуйской свиты.

Породы сухопитской и тунгусикской серий рифея регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев, а на восточном склоне кряжа почти не изменены. Степень метаморфизма рифейских пород неравномерно возрастает вблизи массивов гранитов.

Однообразие пород нижней половины сухопитской серии и преимущественно глинистый состав горбилоской и удерейской свит свидетельствуют о простой структуре геосинклинали на ранней стадии прогибания. Существенная тектоническая дифференциация геосинклинального прогиба началась во второй половине сухопитского времени (Хаин и др., 1967; Белянкина, Долгинов, 1968, а также собственные наблюдения). В разрезах погорюйской свиты уже отчетливо фаціально фиксированы основные элементы современной структуры региона: Панимбинский, Приенисейский, Центральный антиклинории и смежные синклинории.

В сосновское время имели место некоторое выравнивание тектонических условий и преимущественно однообразная хомогенная седиментация, хотя к обособившимся ранее зонам поднятий нередко по-прежнему приурочены мелководные образования — строматолитовые рифы, участки осадочных брекчий и т.д. В конце сухопитского — начале тунгусикского времени в результате интенсивных воздыманий наметившихся ранее зон поднятий весьма характерные отложения сосновской свиты в этих зонах были полностью или частично уничтожены эрозией. По мнению И.В.Воробьева (1969), магнетитоносные отложения аладынской свиты на ряде участков имеют гипергенное происхождение.

В тунгусикское время еще более четко проявилась наметившаяся ранее структурная дифференциация Енисейского геосинклинального прогиба. Интенсивный рост геосинклиналей и обособление синклинорных прогибов обусловили направленные изменения фаций и мощностей свит тунгусикской серии. В противоположность отложениям нижних свит сухопитской серии в составе тунгусикских пород резко преобладают мелководные автохтонные накопления, седиментация которых была связана с развитием внутренних геосинклинальных структур (Белянкина, Долгинов, 1968). На геосинклиналях среди эффузивов этого времени преобладают кислые разности (Давценко, Корнев, 1969). К концу тунгусикского времени значительные участки крупных положительных структур, вероятно, являлись областями размыва. Но максимальной величины поднятия достигли в последующую стадию орогенеза, когда почти вся территория Енисейского кряжа стала сухой.

Своеобразные рифейские образования распространены на северо-западе Енисейского кряжа в Вороговском прогибе (территория, примыкающая к Енисею севернее его притока — р.Верхней Сурнихи). Первая весьма содержательная сводка по геологии этого района опубликована И.Г.Николаевым (1929), по существу выделившим и кратко охарактеризовавшим главные из принятых в настоящее время подразделений осадочных и магматических пород района. Позднее в разных аспектах рассматриваемую территорию изучали Е.К.Ковригина и Ф.П.Ковригин (1960, 1967), В.П.Белов (1964), М.Н.Белянкина и Е.А.Долгинов (1965 и др.), Л.К.Качевский и другие геологи.

Среди докембрийских пород западного крыла Центрального антиклинория и Вороговского прогиба выделяются по крайней мере три комплекса. Нижний сложен метаморфизованными известняками, амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, кварзитами тейской и сухопитской серий, возможно, более древними. Верхний комплекс — осадочные породы вороговской серии — подробно описан в специальном разделе. Средний комплекс назван Е.К. и Ф.П.Ковригинами (1960) исаковской тол-

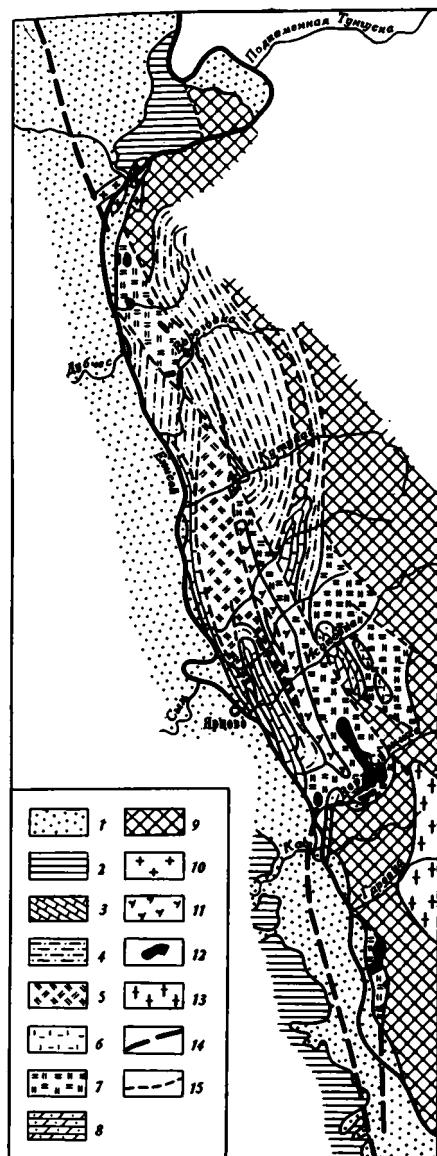


Рис. 6. Схематическая геологическая карта северо-запада Енисейского края (по Е.К. и Ф.П.Ковригиным, 1967; с сокращениями Е.С.Постельникова)

1 – кайнозой; 2 – нижний мел; 3 – нижний палеозой; 4 – нижнекембрийские–синийские отложения, включая вороговскую свиту – песчаники, алевролиты, известняки сероцветные, доломиты; 5–7 – тунгусикская серия: 5 – нижнесурихинская толща – алевро–глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки и доломиты, эффузивные породы среднего – основного состава, 6 – верхняя часть исаковской толщи – доломиты, известняки, подчиненные алевро–глинистые сланцы, 7 – нижняя часть исаковской толщи – сланцы, песчаники, песчано–карбонатные породы, известняки, эффузивные породы среднего – основного состава, базальные конгломераты; 8 – сухопитская серия, верхняя часть (летнинская свита) – доломиты, известняки; 9 – нижняя часть сухопитской серии и тейская серия – кристаллические сланцы, гнейсы, кварцито–гнейсы, амфиболиты; 10–12 – синийские магматические породы: 10 – гранитоиды осиновские, 11 – диабазы и порфириты зеленокаменные, 12 – гипербазиты; 13 – нижнесинийские – протерозойские магматические породы – гранитоиды; 14 – осевая зона гипербазитового пояса в фундаменте Западно–Сибирской плиты; 15 – разломы

шей¹. В бассейнах рек Исаковки и Верхней Сурихи исаковская толща с размывом залегает на верхних горизонтах сухопитской (?) серии и более древних образованиях. Мощность толщи на этом участке 1,5–2,0 км. В нижней части она сложена вулканогенно–обломочными, в верхней – вулканогенными, терригенными и карбонатными породами, метаморфизованными в фациях зеленых сланцев и эпидот–амфиболитовой. В составе исаковской толщи преобладают зеленые микрокристаллические сланцы и слюдяные кварциты. Из бассейна р.Исаковки полоса этих пород прослеживается на север до пересечения с широтной петлей Енисея (рис.6). На р.Вороговке разрез толщи сложен зелено–серыми микрокристаллическими карбонатными сланцами с прослоями мраморизованных известняков.

¹ Позднее этими исследователями над исаковской толщей была выделена нижнесурихинская, ранее картировавшаяся как исаковская (Ковригина, Ковригин, 1967). Стратиграфическое положение и распространенность нижнесурихинской толщи недостаточно изучены. Поэтому в данной работе сохранено старое расширенное понимание исаковской толщи в объеме всего среднего комплекса.

Среди рифейских изверженных образований среднего комплекса в Вороговском прогибе резко преобладают основные и ультраосновные породы. На всем протяжении полосы пород исаковской толщи с ней пространственно и, вероятно, по времени формирования связаны образования гипербазитов (Белов, 1964; Ковригина, Ковригин, 1967). Гипербазиты (серпентинизированные перидотиты) — небольшие линзовидные тела, вытянутые согласно северо-западному простиранию Центрального антиклинория. По границам тел гипербазитов со сланцевыми толщами часто наблюдаются зоны милонитизации. Ясно выраженного контактового воздействия гипербазитов на вмещающие породы не встречено. Размещение гипербазитов контролируется зоной крупного разлома, вдоль которого они образуют пояс протяженностью более 300 км. Лавы и туфы среднего — основного состава приурочены главным образом к нижней половине и к верхам исаковской толщи; они претерпели глубокие зеленокаменные преобразования и представлены измененными базальтами, андезитовыми, базальтовыми и диабазовыми порфиритами и их туфами. Толща прорвана трещинными интрузиями диабазов и габбро-диабазов.

Описанные примерно одновозрастные осадочные, интрузивные и эффузивные породы рифея на северо-западе Енисейского края образуют единый комплекс зелено-каменно-измененных образований, типичный для эвгеосинклинальных зон¹.

Относительно возраста исаковской толщи среди геологов не существует единого мнения. Г.И.Кириченко, Н.С.Подгорная, некоторые геологи Красноярского управления относят их к сухопитской и тейской сериям, а Е.К. и Ф.П.Ковригины (1967), М.А.Семихатов (1962), М.Н.Белякина и Е.А.Долгинов (1964) сопоставляют исаковскую толщу с тунгусикской серией. Автору, наблюдавшему эти породы в береговых обрывах по рекам Енисею, Верхней Сурнихе, Исаковке и Вороговке, последнее мнение представляется более вероятным: по рекам Исаковке и Верхней Сурнихе базальные горизонты исаковской толщи с разрывом залегают на породах, весьма напоминающих сухопитские, а по р.Вороговке ниже устья р.Михеевой они трансгрессивно перекрыты отложениями вороговской серии. Косвенным доказательством послесухопитского возраста исаковской толщи является наличие в верхах разреза подстилающих пород (летнинская доломитовая толща Ковригиных) многочисленных строматолитов. Подробные определения этих строматолитов, к сожалению, не сделаны, но нужно иметь в виду, что строматолиты в больших количествах нигде ниже сосновской свиты на территории Енисейского края не встречаются. Формирование изверженных пород среднего комплекса по времени, вероятно, совпадает с усилившимся гранитообразованием в расположенных восточнее антиклинорных структурах.

О возрасте геосинклинальных накоплений сухопитской и тунгусикской серий по данным радиологических измерений, определений строматолитов и онколитов известно следующее (Семихатов, 1962; Волобуев, Зыков и др., 1964; Келлер и др., 1967; Крылов и др., 1968; Воробьев, 1969; и др.). Нижняя и верхняя границы сухопитской серии датируются цифрами 1400–1450 и 1000 млн.лет, тунгусикской — 1000 и 850 млн.лет, т.е. по времени образования эти серии соответствуют среднему — верхнему подразделениям рифейского стратотипа Южного Урала. Более сложен вопрос о границе среднего и верхнего рифея. В верхней карбонатной части потоскуйской свиты содержатся срединерифейские строматолиты (Келлер и др., 1967; Крылов и др., 1968). Киргитейская свита хорошо охарактеризована верхнерифейскими формами онколитов и строматолитов. Палеонтологическая характеристика шунтарской свиты недостаточна. Принадлежность ее к среднему или верхнему рифею спорна.

На рифейских геосинклинальных породах или метаморфических образованиях архейского — протерозойского фундамента трансгрессивно залегают почти неизменные осадочные отложения самых верхов рифея (включая юдомские; см. рис. 4): серии чингасанская, вороговская, ослянская и тасеевская. Подробно отложения этих серий и доказательства отнесения их к орогенному этапу байкалид рассмотрены ниже.

¹ Такую ассоциацию изверженных пород нередко называют "офиолитовой формацией", или "формациями офиолитовой группы" (Ковригина, Ковригин, 1967; Белов, 1964), хотя объединение под этим термином производных двух различных магм — ультраосновной (гипербазиты) и базальтовой (спилиты-диабазы) — вряд ли уместно (подробнее об этом см. Кузнецов, 1964; Книппер, 1969).

Допалеозойские образования по периферии описываемого региона перекрыты отложениями нижнего палеозоя.

Рассматриваемая территория имеет сложное тектоническое строение. На геологической и структурной картах (см. рис. 4 и 5) она отчетливо делится на южную (Южно-Енисейский кряж и Тасеевская впадина) и северную (Заангарье) части, различающиеся по возрасту наиболее распространенных стратиграфических подразделений и тектоническому плану. Северная часть отграничена от южной сложной системой субширотных дислокаций и кайнозойской Нижнеангарской котловиной.

Южно-Енисейский кряж сложен главным образом архейскими – протерозойскими метаморфическими породами и в структурном отношении представляет крупный глыбовый выступ (Канская глыба). В настоящей работе он почти не рассматривается. Тасеевская впадина примыкает к Канской глыбе с востока; она заполнена позднеприморскими, кембрийскими и более молодыми отложениями.

Северная (заангарская) часть Енисейского кряжа – крупное самостоятельное структурное подразделение. О его тектонической классификации существуют разные представления, отраженные в соответствующей терминологии (Вотах, 1968, раздел "Тектонические термины"). С запада и северо-востока эта территория ограничена разломами и охарактеризована А.К.Мейстером (1910) и С.В.Обручевым как крупный горст. Называть ее "мегантиклиниорием" (Кириченко, 1961; Долгинов, 1966; и др.) вряд ли правильно, так как площадь Заангарья занята сопряженными, сопоставимыми по величине антиклиниориями и синклиниориями. Они не имеют общего мегантиклиниорного строения. О.А.Глико (1957), подчеркивая связь тектонической структуры Енисейского кряжа с расположенными восточнее районами Сибирской платформы, рассматривает кряж как ядро огромной платформенной антеклизы (см.рис.8). Это, во-первых, не исключает трактовку структуры собственно кряжа как горста. Во-вторых, геологические и геофизические исследования последних лет с большой ясностью выявили четкость ее восточного ограничения и сложное блоковое строение фундамента восточного "пологого склона" Енисейской антеклизы О.А.Глико (Дренов, 1963; Кириллов, 1963; и др.). Поэтому правильнее, с точки зрения автора, вернуться к старому определению и рассматривать современную структуру заангарской части Енисейского кряжа как крупный сложный Енисейский горст.

Современный тектонический план Енисейского горста образован сочетанием структур северо-западного и субширотного направлений. На различных этапах изучения Заангарья в разной мере учитывалось существование двух названных систем.

Первые структурные схемы всей территории Енисейского кряжа опубликованы Г.И.Кириченко (1956, 1963) и О.А.Глико (1957). Большинство выделенных этими исследователями крупных структур, а также их названия приняты в данной работе. На схеме Г.И.Кириченко (рис.7) нарисованы линейные, протягивающиеся параллельно друг другу антиклиниории и синклиниории северо-западного направления. Крупнейшим является Татарский (Центральный) антиклиниорий, обусловивший, по Г.И.Кириченко, мегантиклиниорное строение всего Заангарья. На схеме О.А.Глико (рис.8) главные тектонические элементы имеют менее выдержанные простирания; впервые отмечено, что крупнейшие положительные структуры Заангарья – "Приенисейский и Восточный антиклиниории" – на севере сливаются. Заключенный между ними "Внутренний прогиб" выклинивается к месту слияния.

Н.А.Сагитов (1962), повторив в основных чертах схемы Г.И.Кириченко и О.А.Глико, указал, что Татарский и Панимбинский антиклиниории Г.И.Кириченко являются частями единой крупной структуры – "Центрального антиклиниория". Краткая характеристика структурных элементов Енисейского кряжа приведена также в сводках М.А.Семихатова (1962) и О.А.Вотаха (1968).

Во всех перечисленных тектонических схемах Енисейского кряжа основное внимание уделяется структурам северо-западного направления. Продольную и поперечную системы структур в восточной части Енисейского горста описали К.А.Клитин, И.П.Палей и Е.С.Постельников (1963). В более широком плане, для всей западной периферии Сибирской платформы, значение широтных тектонических зон подчеркнуто В.И.Высошким и В.И.Драгуновым (1966), а также работами красноярских геологов и геофизиков (Дашкевич и др., 1970). Этими исследованиями по западной окраине платформы и в прилегающих складчатых сооружениях установлены две взаимно перпендикулярные системы крупных региональных разломов (рис.9).

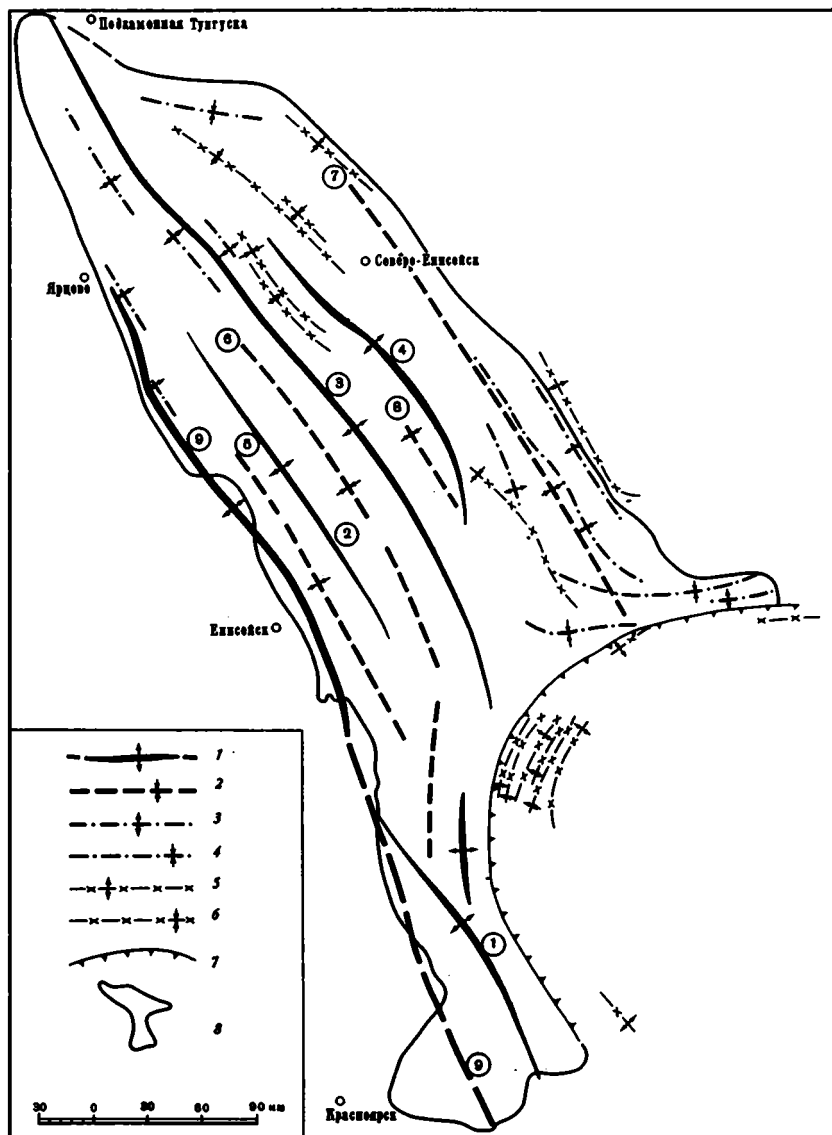


Рис. 7. Схема главных тектонических структур Енисейского кряжа (по Кириченко, 1961, 1963)

1 – антиклинории; 2 – синклинии; 3 – докембрийские антиклинали; 4 – докембрийские синклинали; 5 – последокембрийские антиклинали; 6 – последокембрийские синклинали; 7 – Ангаро-Канская дуга (зона) разрывных нарушений; 8 – контур Енисейского кряжа

Цифры на схеме. Антиклинории: 1 – Ангаро-Канский, 2 – Сухопитский, 3 – Татарский (Центральный), 4 – Панимбинский, 9 – Приенисейский; синклинии: 5 – Бурмакинский, 6 – Каитъбинский, 7 – Ангаро-Питский, 8 – Кадринский

Одним из первых на значение поперечной тектонической зональности в Заангарье указал Е.А.Долгинов (1964), который там выделил и описал четыре поперечные зоны в границах, приблизительно совпадающих с границами, принятыми автором настоящей работы. Однако отдельные положения этих описаний дискуссионны. Особенно спорными являются заключение о широком распространении пород тунгусикской серии (помимо исаковской толщи Вороговского прогиба) в северной части Енисейского горста и необоснованное, с моей точки зрения, утверждение о верхнерифейском (R_3 , предчингасанском) возрасте всей ослянской серии. Эти заключения существенно из-

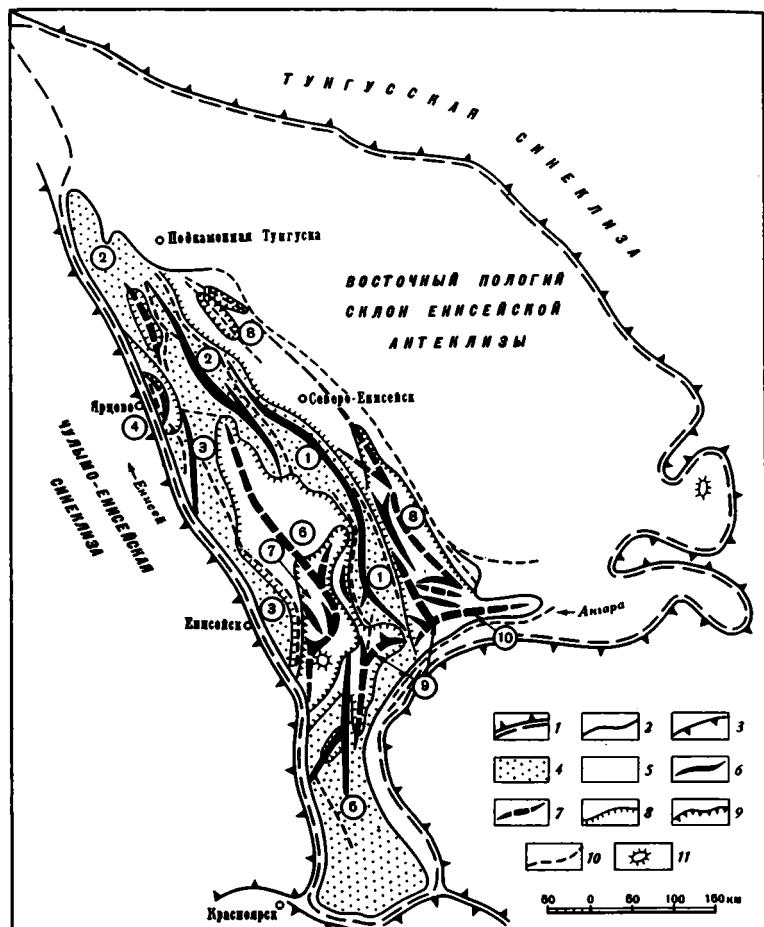


Рис. 8. Тектоническая схема Енисейского края (по Глико, 1957; с сокращениями Постельникова)

1 – контур Енисейской антеклизы; 2 – контур Енисейского края; 3 – контуры синеклиз и впадин, прилегающих к Енисейской антеклизе; 4 – антиклинории и поднятия; 5 – прогибы; 6 – оси антиклинальных структур; 7 – оси синклинальных структур; 8 – контуры прогибов; 9 – контуры ядер прогибов; 10 – главные разломы; 11 – куполовидные структуры.

Цифры на схеме. Тектонические структуры: 1 – Восточный антиклинорий; 2 – Северное поднятие; 3 – Приенисейский антиклинорий – горст; 4 – Западный прогиб; 5 – Ангаро-Канское поднятие; 6 – Внутренний прогиб; 7 – ядро Внутреннего прогиба; 8 – восточный краевой прогиб; 9 – поперечный Ангарский прогиб; 10 – Иркине-евская краевая поперечная структура

меняют представления о морфологии и истории формирования тектонических структур Енисейского горста.

Современный структурный план рассматриваемой территории изображен на тектонической схеме (см. рис.5). В пределах Енисейского горста крупнейшими структурами северо-западного направления являются Приенисейский, Панимбинский и Центральный (хребта Карпинского) антиклинории, Большепитский и Ангаро-Питский синклинории¹. Отчетливо выделяются зоны разломов того же направления – Енисейская,

¹ Название Ангаро-Питский синклинорий, предложенное Г.И.Кириченко для обозначения структуры юго-восточного Заангарья, прочно вошло в употребление и сохранено в данной работе. Следует, однако, оговориться, что существовавший на этой

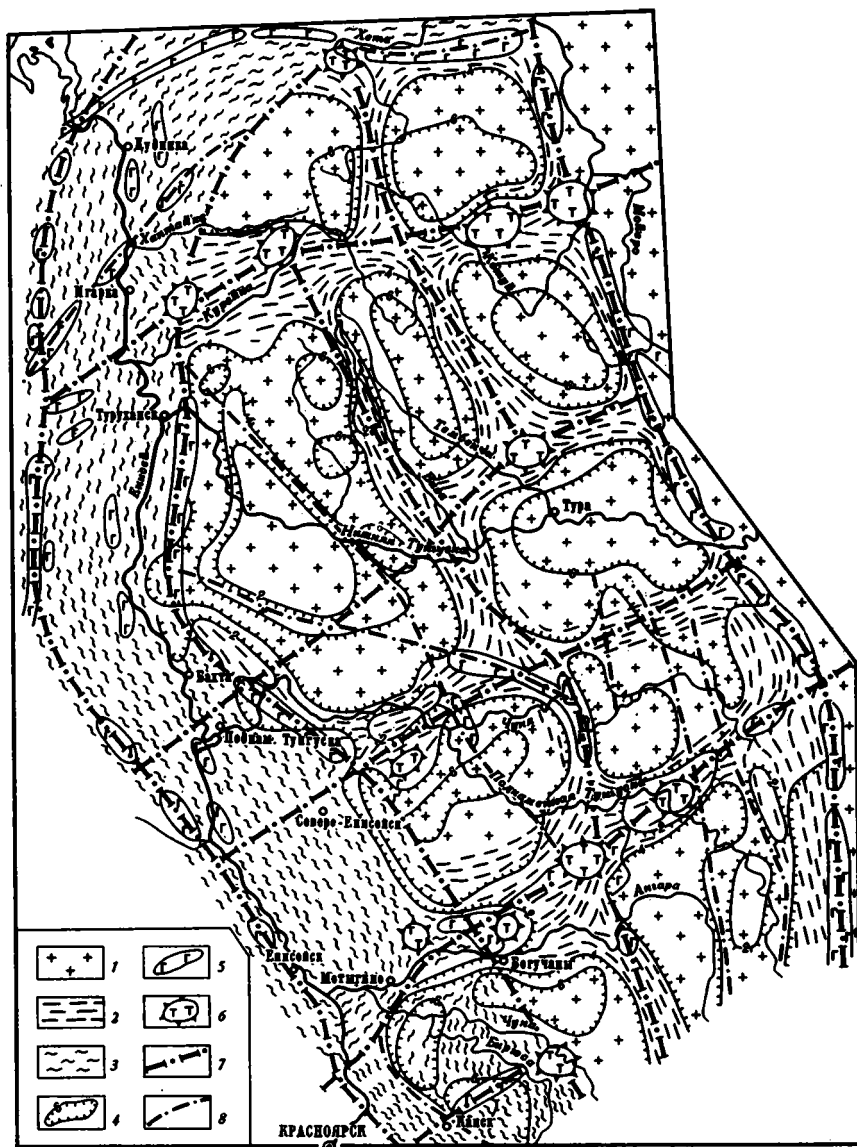


Рис. 9. Схема глубинного строения западной периферии Сибирской платформы (по Дашкевичу и др., 1969; с сокращениями Постельникова)

1 - дорифейские платформенные образования; 2 - авлакогены; 3 - рифейские геосинклинали; 4 - изолинии глубины залегания дорифейского фундамента (в км); 5 - разновозрастные основные и ультраосновные интрузии в зонах глубинных разломов; 6 - ультраосновные интрузии центрального ("диаширового") типа и связанные с ними куполовидные структуры; 7 - осевые линии глубинных разломов; 8 - главные региональные разломы

Татарская и Восточная. Названные антиклинории и синклинории по простиранию испытывают совместные погружения и воздымания, что обусловило возникновение поперечных прогибов - Питско-Ангарского, Кутукаско-Гаревского и поднятий - Енашимского, Северо-Енисейского.

← территории рифейский синклинорий со времени байкальского орогенеза был унаследован своеобразным прогибом байкалид. Поэтому термином "синклинорий" по отношению к современной структуре юго-восточного Заангарья можно пользоваться лишь условно.

Поперечные общему простираению Енисейского горста структурные направления выражены не только ундуляциями осей продольных синклиналий и антиклиналий, но также субширотными складчатыми дислокациями и разломами разного масштаба. Наиболее четкие поперечные дислокации входят в Приангарскую зону дислокаций, установленную С.В.Обручевым (1929) и неоднократно описанную в литературе (Благовещенская, 1960; и др.). Участок этой зоны в пределах Енисейского горста расположен на продолжении "Иркинеевско-Катангского авлакогена" (Дашкевич и др., 1969, 1970) — глубинной шовной структуры, глубоко вдающейся в древнюю Сибирскую платформу. К зоне авлакогена принадлежит Иркинеевский антиклинорий, который примыкает к Енисейскому горсту на юго-востоке. Сложное сочетание северо-западных и субширотных простираений определяет тектонический план юго-восточного Заангарья.

Другая полоса глубинных разломов северо-восточного направления протягивается вдоль р.Подкаменной Тунгуски к северному окончанию Енисейского кряжа ("Тунгусская авлакогенная структура" — Дашкевич и др., 1970; "линия С.В.Обручева" — Оффман, 1959). На широте этой полосы Енисейский горст резко погружается под молодые отложения. Вблизи нее структуры Северо-Енисейского поднятия простираются субширотно.

На площади Енашимского поперечного поднятия наиболее распространены дорифейские образования и породы нижних свит сухопитской серии. Наличие поднятия подчеркнуто приуроченными к нему многочисленными массивами рифейских гранитоидов. Возможным продолжением Енашимского поднятия на восток является Вельминское поднятие, отчетливо читающееся в современном эрозионном срезе по распространению верхнекембрийских отложений (см. рис. 4 и 5). Простираения в фундаменте Вельминского поднятия те же, что и простираения Енашимской структуры (Кириллов, 1963).

Питско-Ангарский поперечный прогиб на юге ограничен Приангарской зоной дислокаций (Верхотуровская антиклиналь и др.), а на севере — резким ступенчатым возвышением всех продольных структур на границе с Енашимским поднятием. Большую часть территории прогиба занимают расширенные части Ангаро-Питского и Большепитского синклиналий, заполненные мощными средне- и верхнерифейскими толщами. Разделяющий их Панимбинский антиклинорий на этом участке наиболее приподнят в верховьях р.Татарки (район Татарского гранитного батолита), следствием чего является выделение многими авторами самостоятельного "Татарского антиклинория" (Кириченко, 1956 и др.) или "Татарской антиклинали" (Сагитов, 1962). Последнее название сохранено и в этой работе. Большепитский синклиналий осложнен Сухопитской антиклиналью, сильно нарушенной разломами. Разрезы верхнерифейских образований тунгусикской и ослянской серий в синклиналийных зонах Питско-Ангарского поперечного прогиба характеризуются непрерывностью и огромными мощностями. Рифейское гранитообразование на территории прогиба было минимальным и приурочено к сводам продольных антиклиналий.

Поперечные структурные направления почти не встречены вблизи Восточного, Татарского и Енисейского тектонических швов, где господствуют параллельные этим разломам субмеридиональные структуры (см. рис. 5).

Енисейский тектонический шов является частью более крупного глубинного разлома, протягивающегося вдоль всего западного края Сибирской платформы. В западной части Енисейского горста к зоне шва относятся многочисленные, кулисообразно расположенные разрывы, оказавшие большое влияние на геологическую историю и тектоническую структуру горста. К одному из таких разломов на северо-западе Енисейского кряжа приурочен упоминавшийся выше пояс гипербазитов. Вероятно, в целом зона Енисейского шва наклонена на восток. В отдельных обнажениях на территории зоны наблюдаются надвиги западного направления (см. рис. 45).

Енисейский тектонический шов отчетливо отображается на магнитной и гравиметрической картах. Вкрест простираения зоны шва, от Енисейского кряжа к Западно-Сибирской плите пониженное варьирующее магнитное поле кряжа быстро сменяется крупными полосовыми магнитными аномалиями северо-западного направления. При пересечении зоны на протяжении 15–30 км наблюдается перепад значений силы тяжести величиной до 25–30 мЛг. Енисейский шов как структура разграничения двух регионов с разными типами глубинного строения резко выражен на профиле ГСЗ, который пе-

ресекает эту зону в районе устья р.Ангара. При переходе от Западно-Сибирской плиты к Енисейскому горсту в зоне шва прекращается прослеживание ряда сейсмических поверхностей, а мощность земной коры возрастает с 41 до 47 км (Крылов и др., 1967).

Параллельно Енисейскому тектоническому шву расположен Приенисейский антиклинорий, протягивающийся из бассейна р.Верхней Сурнихи в пределы западной окраины Канской глыбы. Название "Приенисейский антиклинорий" введено О.А.Глико (1957) и сохранено в данной работе. Отметим, однако, что термин "антиклинорий" в применении к этой структуре не является строгим: на поверхности отсутствует западное крыло "антиклинория". Если оно и существует под мощными отложениями Западно-Сибирской плиты, то о его морфологии пока ничего не известно.

Наиболее поднятые части Приенисейского антиклинория фиксированы выходами на поверхность дорифейских образований. В целом слагающие антиклинорий толщи под углами в несколько градусов падают на восток, образуя западный борт Большепитского синклинория. Эти пологие падения осложнены мелкой складчатостью и разрывами. К описываемой структурной зоне приурочен ряд массивов гранитоидов разного возраста, преимущественно гранито-гнейсов. Последние местами образуют брахиформные поднятия, диаметром до 10-15 км, описанные М.Н.Белякиной и Е.А.Долгиновым (1965 и др.) как гранито-гнейсовые купола.

Панимбинский антиклинорий пространственно связан с зоной другого крупного тектонического шва - Татарского. Антиклинорий сложен породами тейской и сухопитской серий. К его сводовой части приурочена цепь гранитных батолитов (см.рис.4). В поперечном сечении Панимбинский антиклинорий асимметричен: его восточное крыло уже и круче западного. Севернее $60^{\circ}20'$ с.ш. Приенисейский и Панимбинский антиклинории сливаются, образуя Центральный (хребта Карпинского) антиклинорий. Лишь эта северная часть Енисейского края имеет в целом мегантиклинорное строение. Система разломов Татарского шва осложняет крылья и сводовые части Панимбинского и Центрального антиклинориев, располагаясь главным образом вдоль их восточных бортов. Частями системы Татарского шва являются Ишимбинская шовная зона на юго-востоке Заангарья, а также грабены Дюбокошский и Верхневороговский - на северо-востоке (они описаны в разделе "Позднерифейские - нижнепалеозойские отложения...").

Крупный разлом системы Татарского шва ограничивает Панимбинский антиклинорий с запада, протягиваясь с юга на север, от низовьев р.Татарки через район пос.Брянка (р.Большой Пит) в верховья р.Вороговки.

Восточный разлом, ограничивающий Енисейский горст с востока, отчетливо проявлен от среднего течения р.Большой Черной на севере до $\sim 59^{\circ}$ с.ш. На всем протяжении (более 300 км) Восточный разлом отчетливо морфологически выражен: к нему приурочены вытянутые параллельно разлому линейные дислокации (см.рис.4), контакты резко разновозрастных пород, дайки траптов и т.д. По крайней мере, на большей части своего протяжения - это сброс с опущенным восточным крылом. Отдельные участки зоны Восточного разлома описаны в работах Л.С.Пузанова (1962), К.А.Клигина и др. (1963), автора (Постельников, 1965) и др.

Татарский и Восточный тектонические швы на гравиметрических картах выражены значительными линейными градиентами силы тяжести, прослеживающимися на север до Кутукаско-Гаревского поперечного прогиба.

Основные морфотектонические элементы Енисейского горста - антиклинории, синклинории, тектонические швы - имеют древнее заложение и длительно унаследованно развивались. Об этом свидетельствуют направленные фашиальные изменения рифейских пород, связанные с конседиментационным формированием главных структур, а также размещение изверженных образований разного состава и возраста. Особое значение имел крупнейший Енисейский тектонический шов. Восточный разлом, возможно, не играл существенной роли в рифейской седиментации (Вотах, 1968, стр.62 - "Анкиновская зона разломов").

В целом для рифейских образований Енисейского горста и Канской глыбы характерны формы германотипной тектоники. Крупные, пологие, часто асимметричные структуры осложнены мелкой складчатостью. Интенсивные дислокации сосредоточены на приразломных участках. Изоклинальная складчатость на больших площадях здесь отсутствует.

Анализ геофизических материалов показывает, что в гравитационном поле Енисейского края крупным синклиналим внешней и внутренней подзон (см. рис. 5), а также зоне Енисейского шва, включая Вороговский прогиб, в первом приближении соответствуют поля повышенных значений силы тяжести. Положительные структуры, особенно Енашимское поднятие, характеризуются гравитационными минимумами.

Краткое описание рифейского гранитоидного магматизма Енисейского края, к которому мы переходим, в фактической части является почти полностью компилятивным, так как специально изучением изверженных пород автор не занимался.

Среди магматических образований наибольшее распространение на территории Енисейского края имеют докембрийские гранитоиды внутренней подзоны миогеосинклинали. Первые работы по их систематическому исследованию проделаны А.К.Мейстером (1910), Ю.А.Кузнецовым (1941а,б, 1944), Т.М.Дембо (1948) и др. За последнее десятилетие появились сводки по магматизму крупных участков рассматриваемого региона (Петров, Решетова, 1967; Волобуев, 1967; Парфенов, 1964; Корнев, 1962; Белянкина, 1969; и др.). Многочисленные определения абсолютного возраста магматических образований Енисейского края получены Ю.М.Артемовым, М.И.Волобуевым, К.К.Жировым и др. (Каталог..., 1968). Однако и в настоящее время вопросы выделения гранитоидных комплексов, определение их возраста, соотношений различных типов гранитоидов с тектоническими структурами и седиментационным процессом вызывают споры и нуждаются в дальнейшей разработке.

Уже при первом знакомстве с данными о возрасте гранитоидов Енисейского горста бросается в глаза их резкое разграничение на две большие возрастные группы (см. табл. 1): 1) архейские – раннепротерозойские и 2) рифейские (позднепротерозойские) гранитоиды. Гранитоидные интрузии среднего протерозоя в пределах Енисейского горста по радиометрическим определениям неизвестны. Архейские – раннепротерозойские гранитоидные комплексы относятся к образованиям фундамента рифейской геосинклинали и в этой работе не рассматриваются. Вторая группа гранитоидов является позднерифейской; она характеризуется возрастом от 1000 млн. лет и выше.

Выделяются четыре основных комплекса позднерифейских гранитоидов: посольненский, татарско-аяхтинский, нижнеканский и глушихинский. Они составляют формации гранито-гнейсовую, гранитных батолитов и вулканоплутоническую (Устиев, 1963; Кузнецов, 1964; Павлова, 1964; Белянкина, 1969). В качестве важных признаков при выделении формаций рассматривались состав и возраст соответствующих пород, а также тектоническое положение гранитоидных массивов. По возможности учитывалась их роль в формировании крупных структур региона.

Гранито-гнейсовая формация. Образования этой формации представлены посольненским комплексом, распространенным как в Южно-Енисейском крае (бассейны рек Посольной, Шилки-Пискуновки, правобережье Енисея выше впадения р.Большой Юдиной и т.д.), так и на территории Заангарья (массивы Тейский, Абаляковский, многочисленные мелкие тела в северо-западной части Енисейского края и др.).

В типичном виде это розовые гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы с крупными порфиробластами красного микроклина. С вмещающими породами гранито-гнейсы связаны постепенными переходами и обычно окружены широкими полями метасоматически измененных пород. Образования посольненского комплекса в подавляющем большинстве случаев являются неперемещенными и возникли в результате метасоматической фельдшпатизации различных рифейских и более древних пород под воздействием глубинных щелочных растворов (Кузнецов, 1944; Белянкина, 1969). Унаследованная гнейсовидность посольненских гранито-гнейсов согласна со структурой вмещающих толщ. Лишь в небольшом числе случаев породы описываемой формации частично имеют интрузивные контакты (Тейский массив), что, по-видимому, вызвано крайними стадиями гранитизации и перемещениями гранитоидного вещества.

Магматическими образованиями, связанными с посольненским комплексом, являются дайки двуслюдяных гранитов, ортотектиты и слюдоносные пегматиты. Последние распространены особенно широко.

Формирование гранито-гнейсов сыграло значительную структурообразующую роль. С метасоматической гранитизацией и сопутствующим ей увеличением объема пород

("выспучиванием") М.Н.Белянкина (1969) связывает образование гранито-гнейсовых куполов и валов Приенисейского и Центрального антиклинориев.

Формация гранитных батолитов – татарско-аяхтинский и нижнеканский комплексы. К первому из них, в понимании С.Г.Петрова и С.А.Решетовой (1967), в заангарской части Енисейского кряжа относится большинство гранитных интрузий, образующих крупные (до 900 км²) массивы – Каламинский, Гурахтинский, Чиримбинский, Аяхтинский, Татарский и др. Нижнеканские граниты впервые подробно охарактеризованы Ю.А.Кузнецовым (1944 и др.) на территории Южно-Енисейского кряжа, где в низовье р.Кана расположена крупнейшая интрузия этих гранитов.

Формация гранитных батолитов Енисейского кряжа сложена розовыми и серыми порфировидными гранитами, главными компонентами которых являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц и биотит. Количественные соотношения и состав этих минералов в татарско-аяхтинском и нижнеканском комплексах несколько различны (Парфенов, 1964; Петров, Решетова, 1967). Среди татарско-аяхтинских гранитов довольно широко распространены роговообманковые разновидности. Интрузии батолитов многофазны. В гранитоидах татарско-аяхтинского комплекса С.Г.Петров и С.А.Решетова различают кварцевые диориты и диориты (1-я фаза)¹, адамеллиты (2-я главная фаза), мелкозернистые биотитовые граниты (3-я фаза).

Гранитные батолиты имеют четкие контакты с вмещающими породами и окружены широкими ореолами роговиков и кристаллических сланцев. Жильные породы формации гранитных батолитов – аплиты и слюдоносные пегматиты. Результатом пневматоли-то-гидротермальных изменений гранитных батолитов явилась их грейзенизация.

Большинство гранитных батолитов дискордантны по отношению к вмещающим их тектоническим структурам, хотя длинные оси массивов ориентированы обычно согласно с общим северо-западным простиранием дислокаций. Каламинский, Гурахтинский, Чиримбинский, Аяхтинский и Татарский массивы расположены цепью в сводовых частях Панимбинского антиклинория. Значительный метаморфизм вмещающих пород между батолитами в северной части этой цепи, возможно, свидетельствует о том, что отдельные батолиты на небольшой глубине объединяются в одно крупное тело (Глико, 1957). По мнению О.А.Глико и М.Н.Белянкиной, батолиты татарско-аяхтинского комплекса активно участвовали в формировании антиклинорных структур. Т.М.Дембо (1948) указал, что интенсивные тектонические воздействия отражены в катаклазе и протоклазе каламинских и гурахтинских гранитов; они оказали влияние на процесс кристаллизации этих пород.

Вулкано-плутоническая формация. Главной составной частью этой формации является глушихинский комплекс лейкократовых и биотитовых гранитов (Петров, Решетова, 1967). К глушихинскому комплексу С.Г.Петров и С.А.Решетова отнесли также жильные мусковитовые граниты согренского комплекса А.В.Лесгафта. Включение в вулкано-плутоническую формацию пороженского комплекса сиенитов и граносиенитов Южно-Енисейского кряжа (Белянкина, 1969) спорно из-за дискусионности их возраста. М.И.Волобуев считает, что эти щелочные породы завершили докембрийский магматизм Енисейского кряжа. Возраст сиенитов калий-аргоновым методом определен в 635 млн. лет (Волобуев, Зыков и др., 1964). Ю.И.Парфенов (1964), указывая на большое сходство пород пороженского комплекса с девонскими щелочными сиенитами Восточного Саяна, условно относит их к нижнему девону. Т.Я.Корнев (1962) сравнивает их с палеозойскими щелочными породами бассейна р.Кии.

К глушихинскому комплексу относятся небольшие однофазные гранитные интрузии: Вятский, Глушихинский, Стрелковский, частично Гремихинский и Чернореченский массивы. В их составе преобладают серые лейкократовые и биотитовые средние- и крупнозернистые граниты. По периферии массивов распространены мелкозернистые граниты того же состава, а также гранит-порфиры с вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата. По данным М.Н.Белянкиной (1969), описанные интрузивные породы вулкано-плутонической формации являются центральными частями крупных лавовых комплексов, с которыми эти интрузии связаны постепенными перехо-

¹ Выделение этой фазы на примере Рязанского массива спорно. Возможно, диориты – не самостоятельная интрузивная фаза, а гибридные породы (Белов, 1968).

дами¹. Для гранитоидов и вулканитов типичны пересыщенность глиноземом и кремнеземом, повышенное содержание щелочей, железиность. Контактный метаморфизм проявлен слабо.

Интрузии глушихинского комплекса характеризуются вытянутой формой, дискордантны, имеют резкие контакты с вмещающими породами, часто пространственно связаны с разломами. С.Г.Петров и С.А.Решетова рассматривают их как гипабиссальные трещинные интрузии.

Геологические данные о возрасте гранитоидных комплексов Енисейского края следующие. Гранито-гнейсы посольненского комплекса в Южно-Енисейском крае активно воздействуют на породы сухопитской серии среднего рифея. В Приенисейском антиклинории процессами гранитизации затронуты сланцы потоскуйской свиты верхов среднего рифея (Белянкина, Долгинов, 1963). В долине р. Теи выше фактории Курепа посольненские (?) образования трансгрессивно перекрыты отложениями карбонатно-глинистой пачки лопатинской свиты (возраст около 800 млн. лет). Согласно наблюдениям Ю.А.Кузнецова (1944, 1964), крупные ксенолиты посольненских гранито-гнейсов содержатся в интрузиях нижнеканского комплекса, который является поэтому относительно более молодым. Гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса прорывают отложения шунтарской свиты верхов среднего - низов верхнего рифея. Обломки этих гранитов содержатся в базальных слоях чингасанской серии. Гранитоиды глушихинского комплекса в Приангарье прорывают отложения нижней части киргитейской свиты (верхний рифей). Позднерифейские осадочные отложения ослянской, чингасанской, вороговской и тасеевской серий не подверглись воздействию гранитоидов, что косвенно свидетельствует о более раннем возрасте кислого магматизма². Однако при оценке этого факта следует иметь в виду структурную (соответственно пространственную) разобщенность интрузий и перечисленных серий осадочных пород: первые в большинстве случаев приурочены к положительным, а вторые - к отрицательным структурам.

Определения абсолютного возраста гранитоидов Енисейского края указывают на длительность общего процесса гранитообразования в Енисейской геосинклинали. Даже по усредненным радиологическим данным М.И.Волобуев выделяет на этой территории до семи временных комплексов рифейских гранитоидов (см. табл.1; Волобуев и др., 1968). Велик разброс цифр абсолютного возраста пород по отдельным массивам, а также по массивам в рамках гранито-гнейсовой или батолитовой формации (Каталог..., 1968). Практически гранитообразование в Енисейской геосинклинали происходило с интервалами на протяжении всего средне- и позднерифейского времени. Как отмечалось выше, изучение гранитных батолитов свидетельствует о многоактности их образования. Данные о большой длительности формирования гранито-гнейсового слоя земной коры неоднократно приводил Н.А.Штрейс (1967, 1968 и др.).

Учитывая все эти соображения о продолжительности формирования гранито-гнейсов и гранитных батолитов, следует ясно представлять себе, что приведенные единичные данные о возрастных соотношениях гранитоидных формаций с осадочными породами и между собой, а также определения абсолютного возраста относятся лишь к конкретным массивам. Распространять эти данные на все образования той или иной формации до получения более полных материалов было бы рискованно. К тому же, как показано на ряде примеров (Кузнецов, 1966; Павлова, 1968), к одной формации могут относиться гранитоиды разновозрастные, но занимающие сходное тектоническое положение. Структурная приуроченность гранитоидов (как важный

¹ В связи с недостаточной изученностью эффузивные образования вулканоплутонической формации здесь не описаны. Состав, возрастные соотношения и особенности структурного распределения рифейских вулканогенных пород рассмотрены Т.Я.Корневым (1968) и В.М.Даценко (Даценко, Корнев, 1969).

² Исключение составляют базальные конгломераты верхней пачки лопатинской свиты, перекрывающие граниты Ногатинского массива (татарско-аяхтинский комплекс?). На контакте с гранитами конгломераты окварцованы (Кренделев, Ножкин, 1961).

классификационный признак) учтена при выделении трех описанных формаций. На территории Енисейского края крупнейшие массивы гранитов батолитовой формации находятся в сводовой части Панимбинского антиклинория, образования гранито-гнейсовой формации тяготеют к Приенисейскому антиклинорию, а большинство интрузий вулканоплутонической формации размещены на крыльях Большепитского синклинория, преимущественно в его северной поднятой части.

Приуроченность массивов гранито-гнейсовой и батолитовой формаций к антиклинориям, большая длительность становления этих формаций, соответствующая по времени интенсивному позднегеосинклинальному структурообразованию, — важные доводы за отнесение их к складчатым гранитоидам.

Приведенное подразделение гранитоидов Енисейского края на комплексы и формации не является общепризнанным. Нет единого мнения также о времени и последовательности формирования гранитоидных массивов. Вероятно, причина существующих разногласий заключается не только в недостаточной изученности магматизма края, но и в противоречивости общих представлений разных исследователей о продолжительности гранитообразования и приуроченности гранитоидов к той или иной стадии геологического развития региона. Это сказывается, например, в отношении к данным по абсолютной геохронологии кислых пород. М.И.Волобуев, основываясь главным образом на радиометрических определениях возраста гранитов и беря осредненные значения возраста массивов, предложил иное подразделение гранитоидов Енисейского края на комплексы и формации (см. табл. 1). Согласно М.И.Волобуеву, выделенные комплексы связаны с планетарными тектоно-магматическими циклами и формировались в относительно узкие интервалы времени (Волобуев и др., 1962; Волобуев, 1967). М.Н.Белянкина (1969 и др.), приводя те же радиометрические данные, но не осредняя их, сделала вывод о длительном и примерно одновременном формировании гранито-гнейсовой, батолитовой и вулканоплутонической формаций. Сходные формации гранитоидов — складчатую гранито-гнейсовую, позднескладчатую батолитовую и послескладчатую трещинных интрузий — в байкальских Байкальской горной области выделила Т.Г.Павлова (Клитин и др., 1970).

Все исследователи магматизма Енисейского края подчеркивают неравномерную, но направленную смену во времени состава магматизма этой территории от основного к кислому, резко преобладавшему в конце рифея. Для палеозойского времени характерно внедрение мелких тел щелочных пород кийского, татарского, возможно, пороженского комплексов.

х х х

В заключение этого раздела подытожим изложенный материал.

Фундамент рифейских толщ на крае составляют архейские — нижнепротерозойские образования канского и енисейского комплексов, а также среднепротерозойская тейская серия. В составе фундамента известны многочисленные массивы дорифейских гранитоидов. Этот сиалический фундамент распространен по крайней мере на большей части территории Енисейского края. Данные по обнаженному участку Вороговского прогиба, в особенности основной состав магматизма прогиба, позволяют поставить вопрос об отсутствии или резком утонении в этой зоне гранито-метаморфического слоя земной коры.

На кристаллических образованиях фундамента залегают геосинклинальные толщи сухопитской и тунгусикской серий верхов нижнего (?), среднего и верхнего рифея. Формирование нижних 2/3 разреза сухопитской серии (1400–1100 млн. лет) соответствует первой стадии геосинклинального прогибания, простой внутренней структуре геосинклинали (этап трогового прогиба — Мусатов, 1966). Начало первой стадии определяется по перерыву в основании кординской свиты и по характерному составу самой этой свиты, выделяемой И.В.Воробьевым (1969) в аркозовую формацию. Сходные толщи в низах разрезов рифейских геосинклиналей описаны в ряде других регионов (например, базальная аркозовая формация рифея в Байкальской горной области — Клитин и др., 1970). Верхняя граница первой стадии менее отчетлива. Завершение ее связано с интенсивным структурным расчленением геосинклинального прогиба на второй стадии развития, начавшимся в погоройское время и захватившим все тунгусикское время (1100–850 млн. лет).

Существование второй стадии отмечалось неоднократно (поздняя стадия развития Енисейской геосинклинали — Хаин и др., 1967; зрелая стадия развития —

Белянкина, Долгинов, 1968; Мусатов, 1966; и т.д.). Для пород второй стадии типично большое разнообразие фаций, которые условно можно разделить на фации геоантиклиналей и геосинклинальных прогибов, замещающие друг друга по простиранию. При этом на морфологически выраженных крупных геоантиклиналях (Панимбинский, Центральный антиклинорий и т.д.) накапливались пестроцветные орогенные отложения (геоантиклинального типа, по классификации Н.П.Хераскова). Для "красногорской свиты" (нижняя часть потоскуйской свиты) они недавно были подробно описаны И.В.Воробьевым (1969). Важно подчеркнуть, что отложения верхних свит тунгусикской серии в современном эрозионном срезе изучены лишь в синклинориях, а их геоантиклинальные фации практически неизвестны. По-видимому, именно этим обстоятельством в большой мере объясняется вывод И.В.Воробьева о существовании в рифейской истории Енисейского кряжа двух самостоятельных геосинклинальных циклов. Породы красногорской свиты И.В.Воробьев рассматривает как эпигеосинклинальные орогенные образования "среднерифейского цикла", а шунтарскую и более молодые свиты рифея — в качестве геосинклинальных накоплений "позднерифейско-вендского цикла" (Воробьев, 1969).

В сложном, но едином этапе доорогенной рифейской истории Енисейского кряжа более правильным нам представляется выделить две описанные выше стадии: раннюю — простого прогибания и позднюю — тектонической дифференциации и накопления геоантиклинальных моласс. В позднюю стадию на участках геоантиклиналей в центральной зоне происходило интенсивное формирование гранитоидов гранито-гнейсовой и батолитовой формаций. На северо-западе (Вороговский прогиб) оно сменялось основным магматизмом, а восточная зона была полностью амагматичной.

О тектонической природе рифейского геосинклинального этапа на территории Енисейского кряжа в целом и о зональном районировании рифейской геосинклинали существуют разные, иногда противоположные точки зрения. Одни исследователи (Косыгин, Лучицкий, 1963 и др.; Вотах, 1968; Замараев, 1968; и др.) территорию кряжа полностью относят к древней Сибирской платформе. Среди этих представлений наиболее широко распространено мнение о том, что Енисейский кряж и другие сооружения байкалд по периферии Сибирской платформы являются зонами перикратонных опусканий. Под зонами перикратонных опусканий понимаются краевые прогнутые части платформы. В их пределах за длительное время накопились мощные толщи позднедокембрийских отложений, под которыми фундамент древней платформы погружен на большую глубину и передроблен. На юго-западе Сибирской платформы Ю.А.Косыгин и И.В.Лучицкий выделили "Приенисейское перикратонное опускание", включающее Енисейский кряж и Туруханское поднятие. Для всей истории зон перикратонных опусканий характерна повышенная мобильность. Применительно к гершинским и более молодым структурам эта история в несколько иной интерпретации рассмотрена в статье Л.П.Зоненшайна, В.П.Поникарова и А.К.Уфлянда (1966; см. также: Косыгин, 1969, раздел "Краевые прогибы и краевые системы"; Зоненшайн, 1969). Эпоху перикратонного опускания эти геологи рассматривают как первую стадию развития "краевых систем" миеосинклиналей, структурное оформление которых происходит на следующей стадии дифференциации геосинклинального прогиба и формирования в нем краевого антиклинория. Завершается развитие краевых систем в орогенный эпигеосинклинальный этап, когда в их осевой части образуются краевые прогибы.

Другие исследователи считают рифейскую структуру Енисейского кряжа геосинклинальной. В.В.Хоментовский (1960) восточную часть Енисейского кряжа описал как внешнюю, западную — как внутреннюю зоны рифейской миеосинклинали. К близким выводам пришел М.А. Семихатов. Он считает, что в рифее вся территория Енисейского кряжа, а также прилегающие части Западно-Сибирской низменности и Сибирского плоскогорья представляли собой широкий миеосинклинальный прогиб, приплатформенная граница которого располагалась восточнее Чадобецкого поднятия, а граница с эвгеосинклиналью проходила вдоль глубинного разлома, протягивающегося несколько западнее Енисейского тектонического шва (Семихатов, 1962, рис. 42).

Г.И.Кириченко в своих поздних работах (1963; 1965) на территории кряжа выделяет миео- и эвгеосинклинальные зоны. Граница между ними проведена по появлению в разрезах эффузивов. По мнению Г.И.Кириченко, она отделяет рифейские осадочные отложения от одновозрастных вулканогенно-осадочных толщ "глушихинского комплекса". По его схеме (Кириченко, 1963, рис. 1) эта извилистая линия сечет

крупные тектонические структуры. С юга на север она наискось пересекает Канскую глыбу, а в Заангарье проходит приблизительно по восточному склону Большепитского синклинория – западному склону Центрального антиклинория.

И.В.Воробьев (1969) в позднерифейское время намечает на Енисейском крыже эв- и миогеосинклинальную зоны, соответствующие западной и восточной частям крыжа. М.Н.Белянкина и Е.А.Долгинов (1964; Долгинов, 1966) для стадии тектонической дифференциации геосинклинали различают, главным образом по магматизму, восточную, центральную и западную структурно-фациальные зоны. Восточная амагматичная зона считается ими типичной миогеосинклинальной структурой, а центральная – внутренней областью рифейского миогеосинклинального прогиба. Участок обнаженной на поверхности западной зоны отнесен к эвгеосинклинали¹. Как увидим ниже, такое районирование близко представлениям автора.

Существование приведенных разных точек зрения можно объяснить как спецификой рифейского развития описываемого региона, так и различным толкованием общих понятий – “эвгеосинклиналь” и “миогеосинклиналь”. Напомним, что автор этих терминов Г.Штилле выделил их как части “ортогеосинклиналей”, занимающих, по его мнению (Stille, 1940), близ- или межконтинентальное положение. Миогеосинклиналь – более краевая зона ортогеосинклинали по отношению к континенту, а эвгеосинклиналь – внутренняя. Главный отличительный признак эвгеосинклинали – интенсивный разнообразный магматизм, прежде всего – “начальный” (симатического типа, или “офиолитовый”). Эвгеосинклинальное состояние, писал Г.Штилле, характеризуется «высокой геосинклинальностью, особенно подчеркнутой благодаря проявлениям начального магматизма, в отличие от “миогеосинклинального” (“менее геосинклинального”) состояния, при котором отсутствует начальный магматизм» (Stille, 1940; стр. 213 русского перевода – Штилле, 1964). Определения Г. Штилле приняты мной в этой работе. Отметим, что отсутствие всякого магматизма в миогеосинклиналях, по Г.Штилле, отнюдь не является их обязательным признаком, как нередко упрощенно трактовалось впоследствии (см., например, предисловие Н.С.Шатского к книге М. Кэя “Геосинклинали Северной Америки” – Кэй, 1955; Косыгин, Лучицкий, 1963; и т.д.). В этом аспекте специфической чертой миогеосинклиналей байкалид, отмеченной Н.П.Херасковым (1964) для байкалид Евразии, является именно широкое развитие в них гранитоидного магматизма.

Учитывая все сказанное, на площади Енисейского крыжа в конце тунгусикского времени (перед этапом орогенеза) я выделяю западную зону и восточную зону с внешней и внутренней подзонами (см. рис. 5). Восточная зона занимает почти всю территорию крыжа. Окраина западной зоны в современном эрозионном срезе выведена на земную поверхность лишь на северо-западе. Западная зона с ее основным магматизмом и “зеленокаменными” рифейскими толщами – эвгеосинклиналь. Большая часть ее, вероятно, скрыта под отложениями Западно-Сибирской плиты (Сурков, 1963). Разрезы рифея во внешней и внутренней подзонах имеют много общих черт и могут рассматриваться как разные части миогеосинклинали. Границей между эв- и миогеосинклинальными зонами служит Енисейский тектонический шов². Между внутренней и внешней подзонами миогеосинклинали имеются существенные различия: первая включает многочисленные массивы гранитоидов и рифейские эффузивы разного состава, вторая амагматична. К концу тунгусикского времени эти две подзоны миогеосинклинали различались также в структурном отношении. Внешняя подзона была наиболее прогнутой частью краевой системы. Крутым крылом системы, ограничивающим ее от внутренней подзоны миогеосинклинали, являлись Центральный и Панимбинский антиклинории. Ее пологое крыло, судя по разрезам Чадобешского поднятия (Скляр, 1962), протягивалось далеко на восток.

¹ В более поздней работе М.Н.Белянкиной и Е.А.Долгинова (1969) центральная зона рассматривается как внешняя, а западная – как внутренняя часть эвгеосинклинали.

² Участки с эффузивами и пирокластами, в том числе “офиолитового” типа, известны также по западной периферии миогеосинклинали, вдоль оперяющих швов разломов. Но по справедливому замечанию М.А.Семихатова (1962), они являются там аллофильными (“чуждыми”). В частности, вертикальное распространение эффузивов не связано с ритмичным строением разрезов рифея.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ - НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СТРУКТУРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ТАСЕЕВСКОЙ ВПАДИНЫ

На рифейских геосинклинальных породах и более древних образованиях описываемой территории накопились осадочные толщи чингасанской, ослянской, тасеевской и вороговской серий самых верхов докембрия. Они составляют главный предмет нашего исследования. Эти толщи слагают крупные изолированные поля, для каждого из которых разработана своя стратиграфическая схема. Породы первых трех серий распространены во внешней подзоне миогеосинальной зоны, а вороговской серии — во внутреннем Вороговском прогибе, на окраине эвгеосинклинальной зоны. В дальнейшем они будут рассмотрены отдельно.

В период накопления позднедокембрийских осадочных серий площадь внутренней зоны миогеосинклинали занимало поднятие (Предтеченский, 1960; Семихатов, 1962; Кириченко, 1965б; Хаин и др., 1967; и др.). В северной части оно было относительно просто построено и соответствовало современному Центральному антиклинорию. В южном направлении это поднятие значительно расширялось и усложнялось. На юге его продолжением являлась Канская глыба. В пределах поднятия на всем его протяжении седиментация была ограниченной, и пестроцветные обломочные отложения этого времени сохранились на нем лишь в виде мелких единичных пятен, еще весьма плохо изученных.

КРАЕВЫЕ ВПАДИНЫ БАЙКАЛИД

Толщи чингасанской, ослянской и тасеевской серий распространены по восточной периферии Енисейского кряжа (см. рис. 4 и 5). Они занимают разное положение по отношению к геосинклинальным структурам. Отложения тасеевской серии обнажены вдоль окраины Тасеевской впадины, где они резко наложены на архейский — нижепротерозойский фундамент. Чингасанская серия на северо-востоке кряжа с глубоким разрывом перекрывает среднерифейские породы восточного крыла Центрального антиклинория. Отложения ослянской серии в юго-восточном Заангарье залегают на верхнерифейских породах Ангаро-Питского синклинория. Такое разнообразие в структурном положении позднедокембрийских осадочных серий позволяет более полно охарактеризовать особенности геологической истории этапа их седиментации в разных тектонических условиях.

Несмотря на отмеченные различия, выходы отложений всех трех серий приурочены к территории единой крупной структуры — краевой системе рифейской миогеосинклинали, точнее, к наиболее прогнутой части этой системы. Широко распространено мнение, что накопление отложений чингасанской, ослянской и тасеевской серий, а также других аналогичных толщ по периферии Сибирской платформы происходило в краевом прогибе (Спижарский, 1958; Салоп, 1960; Красильников, 1963; Мусатов, 1966; Шибистов, 1966; Додин, Маньковский, 1966; Хаин и др., 1967; Ишков, 1970; Лейпшиг, Ишков, 1970; и др.). В связи с этим перед региональными описаниями целесообразно напомнить общие характеристики краевых прогибов. Они разработаны для герцинских и более молодых прогибов (Шатский, 1945, 1947; Богданов, 1955; Пушаровский, 1959; и др.). Выделение древних (каледонских, байкальских) структур этого типа до сих пор спорно (см., например, Косыгин, 1969).

Краевые прогибы — структуры, пограничные между платформой и геосинклиналью. Н.С.Шатский (1947) подчеркивал, что обычно они возникают на опущенном краю платформы. По мнению Ю.М.Пушаровского (1959), все краевые прогибы, заложив-

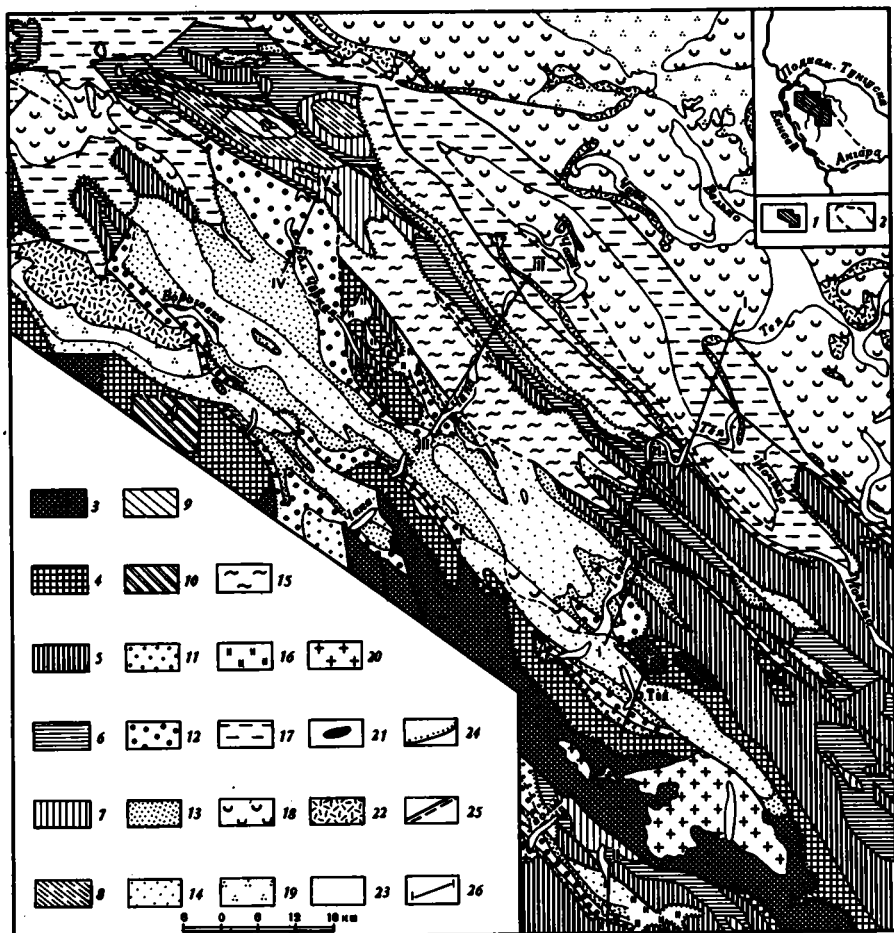


Рис. 10. Схематическая геологическая карта северо-востока Енисейского края (по Постельникову, 1971а)

1 - положение карты; 2 - границы Енисейского края по выходам докембрия - нижнего кембрия; 3 - тейская серия, пенчугинская свита (Pt_2); 4-7 - сухопитская серия (R_{1-2}), свиты: 4 - кординская и горбилоская, 5 - удерейская, 6 - пого- руйская, 7 - карточки и аладьинская; 8-10 - тунгусикская серия (R_{2-3}), свиты: 8 - потоскуйская, 9 - шунтарская, 10 - киргитейская; 11-16 - чингасанская се- рия (R_{3-4} ; 800-600 млн. лет), свиты: 11 - лопатинская, 12 - карьерная, 13 - чивидинская, 14 - огневская и подъемская, 15 - немчанская, 16 - чингасанская серия нерасчлененная; 17 - 18 - кембрий (Sm_{1-3}), свиты: 17 - лебяжинская, 18 - эвенкийская; 19 - нижний и средний палеозой; 20 - граниты; 21 - основные и ультраосновные породы; 22 - траппы (Р-Т); 23 - аллювий (Q); 24 - базальные конгломераты, трансгрессивное залегание; 25 - разломы; 26 - линии геологических разрезов (см. рис. 13)

шиеся вдоль окраин древних платформ, имеют смешанное (частично платформенное, частично геосинклинальное) основание. Позднее вопрос был уточнен Л.П.Зоненшай- ном, В.П.Поникаровым и А.К.Уфляндом (1966). На многих примерах они показали, что по крайней мере некоторые типичные краевые прогибы (Предуральский, Привер- хоянский, Предкавказский, Месопотамский и т.д.) унаследовали прогнутые части краевых систем, целиком заложившихся на платформенном основании и относящихся к внешним зонам миогеосинклиналией.

Краевые прогибы - компенсационные структуры, фиксирующие время замыкания и орогенного воздымания складчатой геосинклинальной системы. Н.С.Шатский так

писал об этом: "... краевые прогибы, особенно резко прогибающиеся в заключительные этапы формирования складчатых систем, лучше и точнее других тектонических форм определяют возраст ограничиваемых ими складчатых поясов" (1948, стр. 692). Краевые прогибы имеют линейную форму, обычно по простиранию осложнены выступами геосинклинального или платформенного основания. Последние расчленяют краевой прогиб на несколько ванн, или ячей. Иногда это расчленение весьма значительно: место линейного краевого прогиба занимает полоса изолированных впадин, разделенных крупными поднятиями.

Краевые прогибы заполнены специфическими отложениями — молассовыми, солёными или угленосными, флишеидными и т.д. По мере формирования краевого геосинклинального поднятия складчатой системы краевые прогибы расширяются в сторону платформы. Такое развитие обуславливает их резкую структурную и седиментационную асимметрию, смену в этом направлении формаций краевого прогиба платформенными формациями.

Северо-восток Енисейского края

Верхнерифейские — нижнекембрийские отложения широко распространены на северо-востоке Енисейского края между бассейном р.Тей и низовьями Подкаменной Тунгуски (рис.10). Они занимают территорию площадью около 9000 км², с размытом залегая на среднерифейских сланцах и кварцитах сухопитской серии. Состав, стратиграфическое расчленение этих отложений, общие соображения об их структурном положении и историко-тектонической позиции рассмотрены в работах Г.И.Кириченко (1965 а,б, 1967 и др.), М.А.Семихатова (1962 и др.), В.Н.Григорьева (1963 а,б), А.Г.Гурьева и др. (1966), А.И.Ишкова (1970), О.А.Вотаха (1968), А.В.Лейпшига и А.И.Ишкова (1970), автора (Постельников, 1971 а,б) и др. Современная морфология тектонических структур, сложенных верхнерифейскими — кембрийскими толщами, описана нами ранее (Постельников, 1965). Много ценных материалов получено сотрудниками КГУ. За последние годы в результате геологосъемочных и разведочных работ, проведенных геологами КГУ — Е.И.Врублевичем, А.И.Вызу, Р.Б.Карпинским, Л.К.Качевским, М.В.Крысиным, А.Я.Курилиным, Е.В.Покровским, Б.М. Струниным и многими другими, северо-восточная часть Енисейского края почти полностью покрыта геологической съемкой в масштабе 1:200 000, а значительная площадь покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000. При написании этого раздела автор использовал также собственные наблюдения по рекам Тее, Уволге, Чапе, Вороговке и Большой Черной в 1963, 1964 и 1967 гг.

Местная стратиграфическая шкала и современный структурный план

Для верхнерифейских — нижнепалеозойских отложений рассматриваемой территории существует несколько стратиграфических схем (табл. 2). В большинстве из них докембрийская часть разреза отнесена к чингасанской серии, выделенной Г.И.Кириченко (1958). Мной принято подразделение чингасанской серии на лопатинскую, карьерную, чивидинскую, огневскую (подъемскую) и немчанскую свиты. Названия свит выбраны с учетом приоритета того или другого наименования. Термин "суктальминская свита" не употребляется ввиду его двойственного понимания (табл. 2).

Область распространения верхнерифейских — нижнекембрийских отложений приурочена к северо-восточному крылу Центрального антиклинория (см. рис.5). С юго-запада она ограничена выходами метаморфических пород в своде антиклинория, с юго-востока и северо-запада — полями нижнерифейских образований на Енашимском и Северо-Енисейском поднятиях. В направлении на северо-восток крыло Центрального антиклинория неравномерно погружается, и верхнерифейские — нижнепалеозойские породы скрываются под более молодыми палеозойскими отложениями. В современной тектонической структуре описываемой территории различаются три крупных подразделения, в ограничении которых существенную роль играют разломы (рис.11). Через всю территорию протягивается Глубокинское поднятие. К юго-запа-

Стратиграфические схемы верхнерифейских – нижнепалеозойских отложений
на северо-востоке Енисейского края

По М.А.Семихатову (1962 и др.)	По Г.И.Кириченко (1965а, 1967)	По Р.Б.Карпинскому (1967 г.) и др. (КГУ)	По А.И.Ицкову (1970)	Схема, принятая автором		
Для всей территории				Тейская впадина	Глубокинское поднятие	Иочимская впадина
Свиты и серии						
Чингасанская – R ₃₋₄	Лебяжинская ⁴	Лебяжинская	Лебяжинская	Лебяжинская	См. 1, 2	Лебяжинская
	Немчанская ¹	Мотская, огневская ³ (соотношения спорны)	Немчанская	Немчанская		Немчанская
	Чивидинская ¹	См.	Подъемская ³ , суктальминская (соотношения спорны)	Суктальминская	Юдомий	Подъемская
			Чивидинская	Чивидинская		Чивидинская
	Верхнечивидинская	Оселочная	Вандадынская ³	Вандадынская	Чивидинская	Карьерная
	Нижнечивидинская	Карьерная ²	Лопатинская	Лопатинская	Чингасанская	Лопатинская
R ₄₋₂	Лопатинская ¹	Карагасанская	Лопатинская	Лопатинская	Чингасанская	Лопатинская
Сухопитская						

Выделены: ¹ М.А.Семихатовым; ² Г.И.Кириченко; ³ Р.Б.Карпинским; ⁴ геологами ВАГТ (О.П.Горяинова и др., 1954 г.).

ду от него находятся Тейская, Большелебяжинская и Уволжская впадины (юго-западная группа впадин). К северо-востоку от Глубокинского поднятия расположена Иочимская впадина.

Характеристика тектонических структур и стратиграфических подразделений

Юго-западная группа впадин. Впадины этой группы заполнены преимущественно отложениями чингасанской серии и приблизительно одновозрастны по времени заложения.

Наиболее изученная Тейская впадина расположена между Глубокинским поднятием и северным окончанием Панимбинского горст-антиклинория (см.рис. 11). Ширина впадины по подошве осадочного заполнения 20–25 км, протяженность 40–85 км.

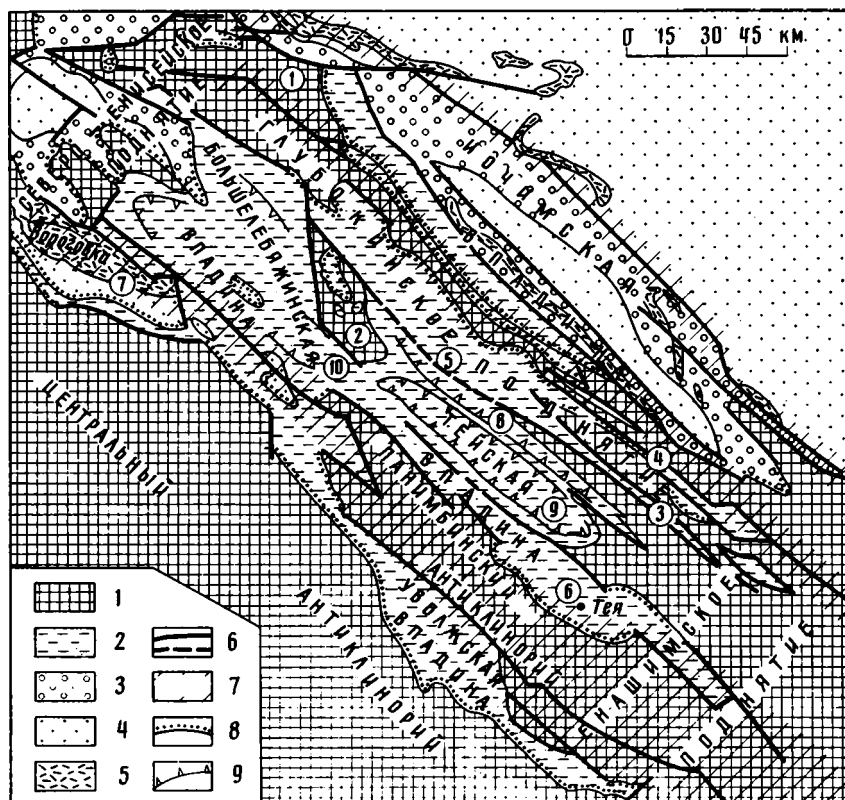


Рис. 11. Структурная схема северо-востока Енисейского края (по Постельникову, 1971а)

1 - фундамент, докембрийские метаморфизованные породы (включая орогенные гранитоиды); 2 - орогенные отложения - чингасанская серия (~800-600 млн. лет); 3-4 - платформенные отложения: 3 - лебяжинская свита (Sp_1); 4 - эвенкийская свита (Sp_{2-3}); 5 - ордовикские и более молодые палеозойские отложения; 6 - траппы (Р-Т); 7 - разломы; 8 - зоны повышенной тектонической активности; 9 - базальные конгломераты, трансгрессивное залегание; 10 - контуры структур.

Цифры на схеме: 1 - Чернореченский горст; 2 - Крутяковская горст-антиклиналь; 3-7 - грабены: 3 - Мадринский, 4 - Юхталковский, 5 - Немчанский, 6 - Дюбкошский, 7 - Верхневороговский; 8-10 - грабен-синклинали: 8 - Суворовская, 9 - Нойбинская, 10 - Сукталинская

В пределах Тейской впадины выделены Дюбкошский грабен, Нойбинская и Суворовская грабен-синклинали, разграниченные узкими горстами и антиклиналями.

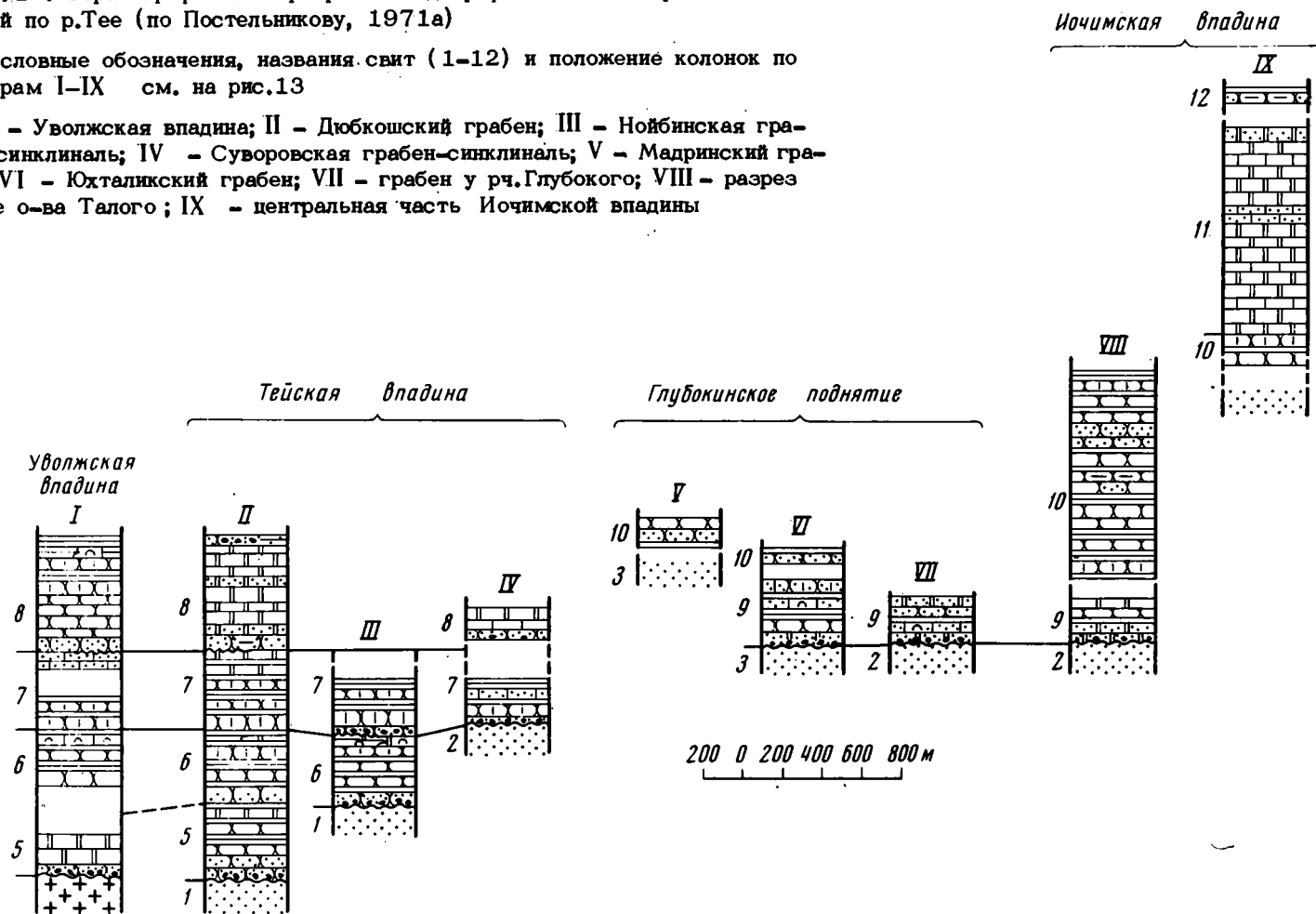
Дюбкошский грабен протягивается вдоль юго-западной границы Тейской впадины на расстояние около 70 км при ширине 5-10 км. Он заполнен отложениями четырех нижних свит чингасанской серии (рис. 12, II). Первоначально под названием "Дюбкошский" была описана только юго-восточная часть грабена (Ю.В. Ольшевский и др., КГУ). Мной это название распространено на всю структуру. Дюбкошский грабен имеет асимметричное поперечное строение: к северо-восточному борту грабена приурочены выходы наиболее молодых горизонтов его осадочного заполнения.

Нойбинская грабен-синклиналь в пересечении по р. Тее достигает ширины 8-10 км и сложена породами карьерной и чивидинской свит (рис. 12, III). В северо-западном направлении ось грабен-синклинали погружается, что фиксируется появлением на поверхности отложений огнево-кварцевой свиты. Северо-западная часть этой синклинальной структуры на водоразделе рек Чингасана и Чивиды отчетливо выражена в залегании пластов пород чивидинской и огнево-кварцевой свит. В направлении к Крутяковской горст-антиклинали происходит быстрое центриклинальное замыкание Нойбинской грабен-синк-

Рис. 12. Стратиграфические разрезы позднерифейских - кембрийских отложений по р.Тее (по Постельникову, 1971а)

Условные обозначения, названия свит (1-12) и положение колонок по номерам I-IX см. на рис.13

I - Уволжская впадина; II - Дюбошский грабен; III - Нойбинская грабен-синклиналь; IV - Суворовская грабен-синклиналь; V - Мадринский грабен; VI - Юхталикский грабен; VII - грабен у рч.Глубокого; VIII - разрез выше о-ва Талого; IX - центральная часть Иочимской впадины



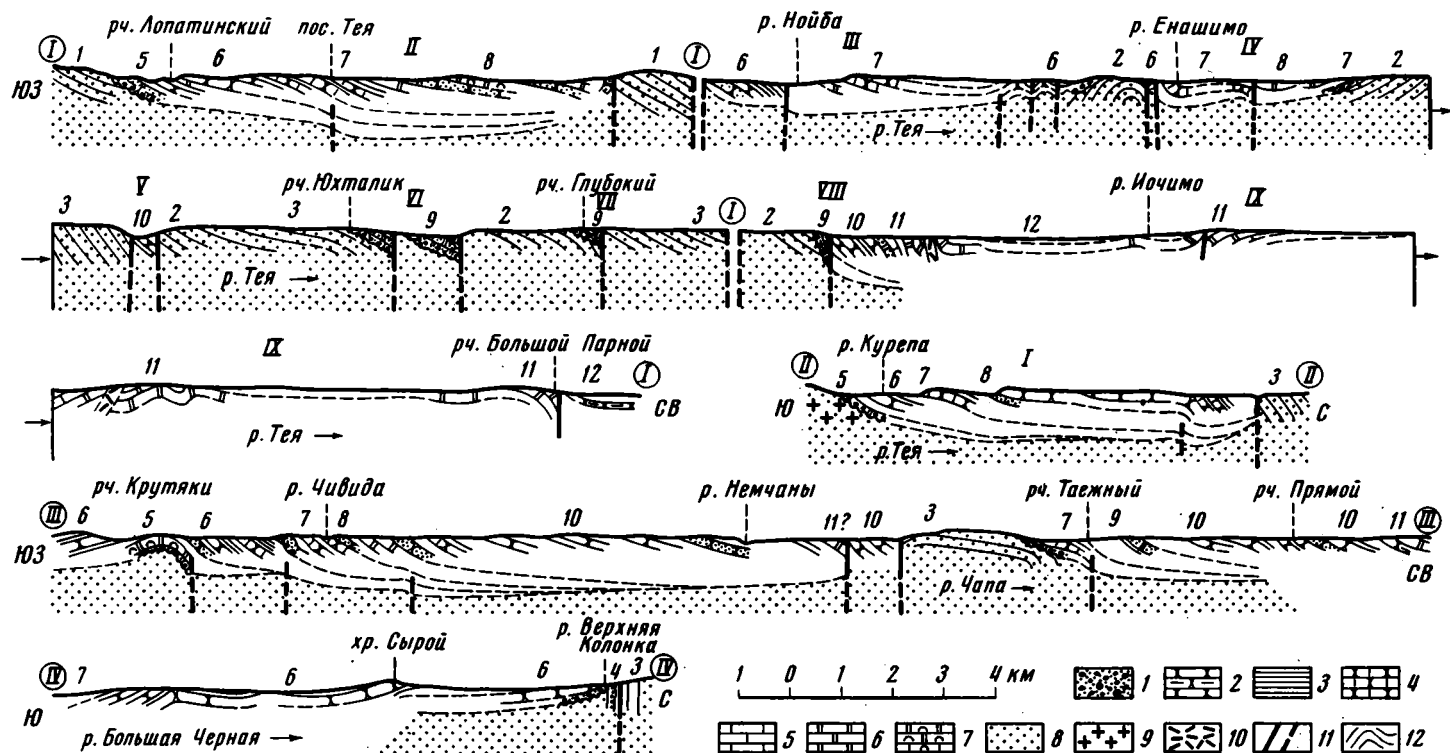


Рис. 13. Геологические разрезы вдоль рек Теи, Уволги, Чапы и Большой Черной (по Постельникову, 1971а)

1 - конгломераты и гравелиты; 2 - песчаники; 3 - глинистые сланцы и алевролиты; 4 - известковистые песчаники; 5 - известняки; 6 - доломиты; 7 - строматолитовые доломиты; 8 - слюдистые сланцы; кварциты и другие породы сухопутской и тунгусикской серий; 9 - граниты; 10 - траппы; 11 - разломы; их вертикальное направление показано условно; 12 - залегание слоев сухопутской серии

Свиты (цифры на разрезах): 1 - горбилокская и кординская, 2 - удерейская, 3 - погорюйская, 4 - потоскуйская, 5 - лопатинская, 6 - карьерная, 7 - чивидинская, 8 - огневская, 9 - подъемская, 10 - немчанская, 11 - лебяжинская, 12 - эвенкийская

I-IX - номера стратиграфических колонок (см. рис.12); положение и номера разрезов (римские цифры в кружках) см. на рис.10

линали. В обрывах долины р.Теи видно, что пологие в целом крылья синклинали осложнены разрывами, вблизи которых отложения карьерной свиты смяты в мелкие крутые асимметричные складки и нередко интенсивно передроблены (рис.13, профиль I-I). В центральной части синклинали пласты пород образуют простую коробчатую складку с пологим ($10-20^{\circ}$) южным крылом и более крутым – северным.

Суворовская грабен-синклиналь отчетливо выражена в юго-восточной "тейской" половине территории (рис.10 и 13, профиль I-I). Южное крыло и осевая часть синклинали осложнены постседиментационными сбросами, вблизи которых пласты пород чингасанской серии образуют крутые флексуры или несколько быстро выпа-лаживающихся мелких складок. На северо-западном продолжении Суворовской грабен-синклинали (бассейн р.Чапы) на поверхности наблюдается крутая моноклираль, ограниченная с северо-востока разрывом и флексурой (см. рис.13, профиль III-III).

Большелебяжинская впадина находится между сводом Центрального антиклинория, Чернореченским горстовым выступом и Северо-Енисейским поднятием. Она отде-на от Тейской впадины Крутяковской горст-антиклиналью. Впадина почти изометрич-на; ширина ее 30-40 км. По распространению на поверхности отложений разных свит чингасанской серии устанавливается общий синклинальный характер внутренней тектонической структуры впадины (см. рис.10). Эта структура асимметрична. Северо-восточный борт впадины представляет собой волнистую моноклираль (см. рис.13, профиль IV-IV).

Вдоль юго-западного борта Большелебяжинской впадины, по границе впадины с метаморфическими породами свода Центрального антиклинория, на расстояние 85 км протягивается Верхневороговская грабен-синклиналь, с двух сторон ограниченная крупными разломами. Эта грабен-синклиналь имеет сложное внутреннее строение, в значительной мере еще не расшифрованное. В пересечении по р.Вороговке ниже устья р.Оленьей юго-западное крыло грабен-синклинали характеризуется углами па-дения $5-30^{\circ}$, а северо-восточное – углами $50-60^{\circ}$. Наиболее погружена северо-за-падная часть структуры, занятая крупнейшим на Енисейском кряже трапвым мас-сивом. В юго-восточном направлении ось Верхневороговской грабен-синклинали не-равномерно воздымается, и на поверхности появляются все более древние отложения чингасанской серии.

Дюбкошский и Верхневороговский грабены вместе с северным окончанием Паним-бинского антиклинория образуют протяженную зону, в строении которой большую роль играют разрывы. Эта зона ограничивает Тейскую и Большелебяжинскую впадины с юго-запада. Возможно, что на глубине ей соответствует крупный разлом (зона Та-тарского тектонического шва – см.раздел "Обзор геологического строения...").

Узкая Уволжская впадина протягивается между сводом Центрального анти-клинория и северо-западным окончанием Панимбинского антиклинория на расстояние более 100 км. Ее ширина по подошве осадочного заполнения колеблется от 7-9 км в пересечении по рекам Тее и Уволге до 15-20 км на водоразделе Теи и Чапы. Как и две другие впадины юго-западной группы, Уволжская характеризуется асим-метрией внутренней структуры (см. рис. 13, профиль II-II). Борты впадины ослож-нены разломами северо-западного простирания.

х х х

Опорный разрез четырех нижних свит чингасанской серии составлен при изучении береговых обнажений р.Теи в центральной части Дюбкошского грабена между устья-ми ручьев Лопатинского и Большой Сибирачки. В тейском пересечении протяженно-стью вкрест простирания пород более 10 км грабен является односторонним. Пла-сты отложений чингасанской серии на поверхности образуют здесь моноклираль со средними углами падения $10-20^{\circ}$ и азимутом падения пластов СВ $15-35^{\circ}$ (см. рис.13, профиль I-I). Местами эта моноклиральная структура осложнена флексур-ными перегибами и незначительными разрывами.

Стратотипический разрез лопатинской свиты (рис.14, I) описан в долине р.Теи на участке устья рч.Лопатинского и выше по реке. Здесь лопатинские отложе-ния с размывом перекрывают кварц-серицит-хлоритовые сланцы горбилокской свиты сухопитской серии (рис.15). Сланцы имеют полосчатую структуру, обусловленную чередованием слюистых слоев с микрокварцитовыми. Вблизи контакта сланцы

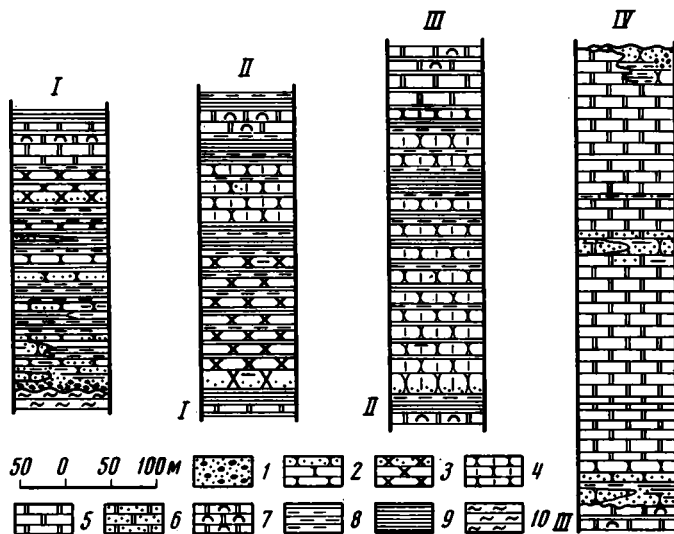


Рис. 14. Стратиграфические разрезы свит чингасанской серии в Дюбкошском грабене

1 - конгломераты и гравелиты; 2 - полимиктовые и аркозовые песчаники; 3 - кварцевые и олигомиктовые песчаники; 4 - карбонатные песчаники; 5 - доломиты; 6 - песчаные доломиты; 7 - строматолитовые доломиты; 8 - алевролиты; 9 - аргиллиты; 10 - сланцы и кварциты сухопитской серии.

Свиты: I - лопатинская, II - карьерная, III - чивидинская, IV - огневская

падают на СЗ 325° под углами $45-50^{\circ}$. Выше по р.Тее видно, что они смяты в мелкие складки. Нижние пласты лопатинской свиты наклонены на ССВ 15° под углами $15-20^{\circ}$. Лопатинская свита начинается пластом (2-3 м) темно-бурых конгломератов, которые состоят из неокатанных, разных по размеру (до 10-15 см) кусков подстилающих сланцев, скрепленных песчано-глинистым железистым цементом. Непосредственно под подошвой лопатинских отложений породы горбилокской свиты трещиноваты и на глубину в несколько метров окрашены окислами железа в густо-сиреневый цвет. Граница между кварц-слоистыми сланцами и базальными конгломератами лопатинской свиты неровная и нечеткая. Нижняя часть пласта базальных конгломератов мощностью до 1 м напоминает перемытую древнюю кору выветривания.

Базальные конгломераты постепенными переходами связаны с залегающей выше красно-бурой толщей (150-200 м). Она состоит из нескольких однотипно построенных пачек мощностью 10 - 30 м. Нижняя треть или половина разреза каждой пачки представлена чередованием массивных песчаников и гравелитов, а также тонкоплитчатых алевролитов и алевропелитов. Мощность чередующихся слоев 0,3-1,0 м. Слои невыдержанные, линзоватые. Внутри пластов песчаников наблюдается тонкая горизонтальная, реже косая слоистость. На поверхностях их напластования нередко знаки ряби. Вверх по разрезу количество пачек песчаников уменьшается до редких маломощных линз или полного исчезновения. Переслаивание продолжается между алевролитами и алевропелитами, которые в верхах пачек резко преобладают. Границы между отдельными пачками отчетливые.

В составе пород описываемой буро-красной толщи наблюдаются направленные изменения. Уже в песчаниках нижней ее части начинается дифференциация обломков горбилокских сланцев на их слюдистую и микрокварцитовую составляющие. Микрокварциты сохраняются в обломках, а хлорит-серицитовая часть сланцев заходит в цемент песчаников. Одновременно в породах появляется и быстро возрастает количество кварцевых зерен - до полного преобладания в верхней половине буро-красной толщи. Вблизи основания лопатинской свиты в ее отложениях начинают встречаться обломки каолинизированных калиевых полевых шпатов, каолинита и устойчивых аксессуаров



Рис.15. Трансгрессивное налегание конгломератов и песчаников лопатинской свиты на слюдистые сланцы горбиокской свиты (р.Тея выше устья рч.Лопатинского)

ев – турмалина, циркона, рутила. Содержание окислов железа в цементе пород вверх по разрезу уменьшается параллельно с увеличением роли глинисто-слюдистого цемента. Породы светлеют.

Верхняя половина лопатинской свиты обеднена окислами железа и имеет более светлую, чаще всего светло-серую или сиреневую окраску. Эта часть свиты обнажена значительно хуже описанной красноцветной толщи. В обнажениях и осыпях преобладают массивные песчаники, по-видимому, слагающие пачку мощностью в несколько десятков метров. Песчаники олигомиктовые, кварцевые, разнозернистые (до гравия), толстоплитчатые. Зерна кварца большей частью полуокатаны и окатаны, особенно в крупнозернистой фракции. По-прежнему встречаются каолинизированные обломки калиевых полевых шпатов. Слюдисто-гематитовый и гематитовый цемент, игравший главную роль в отложениях низов лопатинской свиты, в этой ее части встречается лишь местами, в порах между зернами. Появляется цементация регенерационного типа. Верхняя часть пачки кварцевых песчаников обогащена гравийными зернами и мелкой кварцевой галькой.

Разрез лопатинской свиты венчается карбонатной пачкой из светлых слоистых доломитов, с прослоями темных листоватых аргиллитов. Доломиты тонко- и неравномернокристаллические, загрязнены песчано-глинистыми примесями, содержат мелкие стяжения черного кремня.

Мощность карбонатной пачки, весьма плохо обнаженной, ориентировочно составляет несколько десятков метров.

Общая мощность лопатинской свиты в стратотипическом разрезе – 300–350 м.

В целом лопатинская свита – сложный осадочный ритм. В его нижней части преобладают грубообломочные накопления сугубо местного происхождения, в средней – кварцевый материал, в верхах – глинисто-карбонатные отложения. Этот сложный ритм распадается на два меньших ритма, граница между которыми проходит по подошве пачки олигомиктовых песчаников. Пачки чередования песчаников и алевролитов в буро-красной толще являются ритмами третьего порядка. Однако полиритмичность осадочного разреза лопатинской свиты неотчетливая (рис.16, I). Характерны невыдержанность ритмов и отдельных пластов по простиранию, плохая окатанность и сортировка эластического материала, беспорядочная микротекстура пород, резкие фациальные изменения на коротких расстояниях.

Стратотипический разрез карьерной свиты, согласно залегающей на лопатинской, обнажается на протяжении 2 км в береговых обрывах р.Теи сразу выше одноименного поселка (см. рис.14, II). Контакт свит задернован, но отчетливо выражен

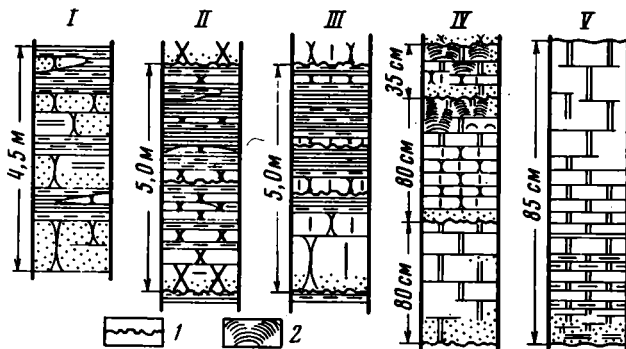


рис. 16. Примеры осадочных ритмов из свит чингасанской серии в Тейской впадине (по Постельникову, 1971б)

1 – гиероглифы, 2 – строматолиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 14.

Колонки: I – из нижней части стратотипического разреза лопатинской свиты; II – из пачки переслаивания стратотипического разреза карьерной свиты; III – из пачки переслаивания чивидинской свиты в Нойбинской грабен-синклинали (четыре простых ритма образуют один сложный); IV – из разреза подъемской свиты на Глубокинском поднятии (видны три простых ритма); V – из нижней части стратотипического разреза огневской свиты

уступом в рельефе по границе между легко разрушающейся карбонатной пачкой лопатинской свиты и массивными песчаниками основания карьера свиты.

Разрез карьерной свиты начинается пачкой кварцитовидных песчаников мощностью 100–120 м. Нижние 70–80 м разреза пачки сложены массивными (пласты по 0,5–1,5 м) белыми, светло-серыми, розоватыми средне- и крупнозернистыми песчаниками. Породы почти нацело состоят из окатанных кварцевых зерен, нередко группирующихся по размеру в невыдержанные прослойки. Встречаются отдельные зерна каолинизированных полевых шпатов и микрокварцитов. Часты зерна гравийной размерности и мелкие окатанные галечки кварца. Слюдистый зеленоватый цемент заполняет лишь отдельные поры между зернами; гематит в цементе полностью отсутствует. Широко развита цементация регенерационного типа. Регенерационный кварцевый цемент придает зернам кварца вторичную неправильную форму, благодаря чему песчаники имеют вид кварцитовидной "сливной" породы и обладают значительной прочностью. Вверх по разрезу пачки кварцитовидных песчаников, в ней все чаще появляются прослойки мелкозернистых тонкоплитчатых песчаников и алевролитов зеленовато-серых и бурых. Количество глинисто-слюдистого цемента в этих породах по сравнению с массивными пластами увеличено до базального типа цементации. Окатанность мелких зерен плохая. Верхние 10–20 м разреза пачки сложены чередующимися слоями табачно-зеленых алевролитов, мелко- и среднезернистых песчаников. В этих породах на плоскостях наслоения появляются глинистые примазки. Грубозернистые разности присутствуют лишь в виде отдельных массивных прослоев.

Описанные песчаники вверх постепенно сменяются пачкой пород мощностью 120–130 м, состоящей из переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов – "пачка переслаивания". В низах пачки преобладают толстоплитчатые (0,2–1,0 м) желтовато-серые средне- и мелкозернистые песчаники. В них встречены примазки, линзы, прослои (мощностью по 5–15 см) серых алевролитов и черных листоватых аргиллитов. Вверх по разрезу количество мелкообломочных пород возрастает. Средняя и верхняя части пачки переслаивания сложены ритмично построенными пакетами из чередующихся песчаников, алевролитов и сланцев. Мощность пакетов 2–5 м (см. рис. 16, II). Всего в этом обнажении насчитывается 15 таких пакетов-ритмов. Нижние части каждого осадочного ритма содержат относительно большое количество песчаников; к кровле ритма возрастает роль аргиллитов и алевролитов.

Помимо общего увеличения содержания алевроитового и глинистого материала к верхам ритмов, наблюдается более мелкое, нескольких порядков (сантиметры и дециметры) чередование тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов также с направленным уменьшением величины зерен к кровле этих малых ритмов. Такое чередование напоминает терригенный флиш. Для верхних, преимущественно глинисто-алевритовых частей больших и малых ритмов пачки переслаивания характерны линзоватость, невыдержанность по простираению отдельных прослоев. Для всей пачки типичны неровные, волнистые поверхности наслоения. В подошве массивных пластов песчаников нередки слепки знаков ряби, гиероглифы. Отдельные прослои песчаников волнисто- и косослоистые.

Для песчаников и алевролитов из пачки переслаивания характерен более разнообразный (не чисто кварцевый) состав обломков. Кроме зерен кварца, они содержат (нередко в значительных количествах) обломки плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, кварцитов, эффузивных пород, каолинита, турмалина и циркона. Характерна также, особенно для верхней половины пачки, плохая сортировка обломков по размеру: песчаники обычно разнозернистые, алевроитистые, алевролиты песчанистые и т.д. Вместе с тем в тонкообломочных отложениях верхней части ритмов появляется невыдержанная микрослоистость, обусловленная чередованием слоев из зерен разной величины. Регенерационный кварцевый цемент, характерный для нижней песчаниковой пачки карьерной свиты, в пачке переслаивания постепенно сменяется глинисто-кремнистым цементом базального типа. Аргиллиты пачки темно-серые, зеленоватые, состоят из глинистой массы с большим количеством чешуек биотита, нередко серкситизированного. В целом для пачки переслаивания вверх по разрезу характерно увеличение количества алевропелитов — от 10–15% в нижней части пачки до 60–70% у ее кровли. Параллельно изменяется окраска всей толщи — от контрастных светлых (песчаники) и темных (аргиллиты) тонов в низах пачки до более мягких палевых и табачно-зеленых, свойственных алевропелитам в ее верхней части.

Для разрезов третьего и четвертого подразделений карьерной свиты также типично полиритмичное строение, но менее отчетливо выраженное. В третьей пачке (40–50 м) вновь преобладают светлые толстоплитчатые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. В нижней части разреза песчаники кварц-полевошпатовые, в верхах полимиктовые. В цементе обломочных пород характерно появление значительного количества карбонатного материала. Четвертая пачка карьерной свиты — пестрая, глинисто-карбонатная (50–70 м). Коренные выходы пород этой пачки в стратотипическом разрезе по р.Тее отсутствуют. Судя по осыпям, в ее составе преобладают тонкоплитчатые карбонатные алевролиты и аргиллиты. На других лучше обнаженных участках видно, что в составе пачки нередко также пласты и линзы строматолитовых доломитов.

Общая мощность отложений карьерной свиты в стратотипическом разрезе составляет 350–400 м.

Отложения следующей, чивидинской свиты в опорном разрезе по р.Тее (см. рис.14, III) распространены на участке между островами Большим и Лагерным. Нижняя пачка свиты хорошо обнажена в обрывах левого берега реки к северу от о-ва Большого. Чивидинские отложения согласно залегают на отложениях карьерной свиты.

Нижняя — флишевая — пачка чивидинской свиты состоит из переслаивающихся известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Флишевое строение пачки впервые отмечено В.Н.Григорьевым (1956), описавшим ее подробно (рис.17). Простые флишевые ритмы слагают пакеты мощностью от нескольких метров до 20–30 м. Пакеты разделены горизонтами более массивных толстоплитчатых (пласты по 0,5–1,5 м) известковистых песчаников мощностью от 2 до 8 м, с маломощными (10–15 см) прослоями аргиллитов. В нижних 70–80 м разреза пачки горизонты песчаников сопоставимы по мощности с пакетами чередования. В верхней половине пачки пакеты из чередующихся флишевых ритмов резко преобладают, а вместо песчаниковых горизонтов появляются алевролитовые. Такая смена состава пород флишевой пачки подчеркивается изменением оттенков их цвета — от зеленовато-серого в низах до палево-серого в верхней части.

Главные разновидности пород флишевой пачки — известковистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, реже песчанистые и алевроитистые известняки. Они переслаива-

Рис. 17. Распределение в разрезе флишевой пачки чивидинской свиты горизонтов песчаников и пакетов флишевого чередования (по Григорьеву, 1956)

1 — известковистые песчаники; 2 — пакеты чередования

ются в пакетах чередования, образуя ритмы двух-трех порядков (см. рис. 18). Мощность простых флишевых ритмов от 5–20 см до 1,2 м. Флиш трехчленный, хотя из состава ритмов иногда выпадают песчаники или аргиллиты. В нижней части флишевой пачки в ритмах относительно велика роль песчаников. Выше мощность прослоев песчаников в ритмах уменьшается. Для примера приведу описание ритмов из нижней и средней частей флишевой пачки. Флишевые ритмы на уровне 10–20 м выше основания флишевой пачки имеют следующее строение.

Нижние элементы ритмов — массивные, неслоистые пласты серо-зеленых карбонатных песчаников мощностью 0,5–1,2 м. На их нижних поверхностях часто наблюдаются грубые гиероглифы. Средние элементы ритмов — более темные зеленовато-серые песчанистые алевролиты мощностью 10–20 см. Породы отчетливо плитчатые (плитки по 2–5 см). Постепенным переходом или путем мелкого переслаивания они связаны с третьим элементом ритма — черными тонкоплитчатыми глинистыми алевролитами и аргиллитами (5–10 см). В 100 м от подошвы флишевой пачки соотношения элементов ритмов по мощности иные. Примеры:

Ритм I. Неслоистые зелено-серые песчаники, в нижней части пласта среднезернистые — 2–40 см. Размер зерен постепенно уменьшается до алевролитового, в породе появляется неясная плитчатость (плитки по 2–3 см толщиной) — 50 см. Вверх алевролиты переходят в темные тонкослоистые (плиточки по несколько миллиметров) аргиллиты — 20 см. Общая мощность первого ритма — 100 см.

Ритм II. Пласт песчаника, на нижней поверхности которого отчетливо видны грубые гиероглифы (рис. 19) — 15 см. Плитчатые алевролиты — 10 см. Темные тонкоплитчатые аргиллиты — 6 см. Общая мощность второго ритма — 31 см.

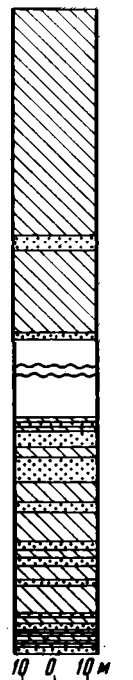
Ритм III. Тонкий прослой мелкозернистого песчаника с гиероглифами на нижней поверхности — 5 см. Плитчатые алевролиты — 5 см. Темные листоватые аргиллиты, в верхах с линзочками алевролитов — 10 см. Мощность третьего ритма — 20 см. Выше следует пласт массивных песчаников мощностью 40 см.

Простые ритмы I–III образуют сложный ритм мощностью 1,6 м.

Песчаники и алевролиты флишевой пачки в самостоятельных горизонтах и как члены отдельных ритмов имеют сходный состав. Они резко полимиктовые. В обломочной части преобладают зерна кварца, полевых шпатов (особенно много микроклина), обломки кристаллического кальцита и очень мелкозернистого доломита. Реже встречаются зерна магнетита, гематита, микрокварцитов, слюдистых сланцев, хлорита, биотита и др. Распространена, особенно в песчаниках нижней половины свиты, кальцитизация полевых шпатов. Песчаники неслоистые, с беспорядочной микротекстурой. Некоторая сортировка зерен по размеру появляется лишь в верхах разреза пачки. Тонкая неотчетливая слоистость наблюдается в алевролитах и аргиллитах. Весьма характерна разномасштабность обломочных пород (песчаники алевролитистые и глинистые, алевролиты песчанистые и т.д., примесь обломочного материала в пелитах). Цемент песчаников и алевролитов глинисто-карбонатный и железисто-глинисто-карбонатный, обычно базального типа. Постепенный переход между элементами флишевого ритма происходит в результате увеличения в породе содержания зерен той или иной фракции. Особенно постепенен он между песчаниками и алевролитами. Границы между ритмами, напротив, четкие. Цвет песчаников на свежем изломе зеленовато-серый, алевролитов — более темный. Аргиллиты темно-серые и черные.

Мощность флишевой пачки чивидинской свиты — 300–350 м.

Над флишевой пачкой залегает плохо обнаженная толща пород мощностью несколько десятков метров, названная мной доломитовой пачкой. О сложении доломитовой



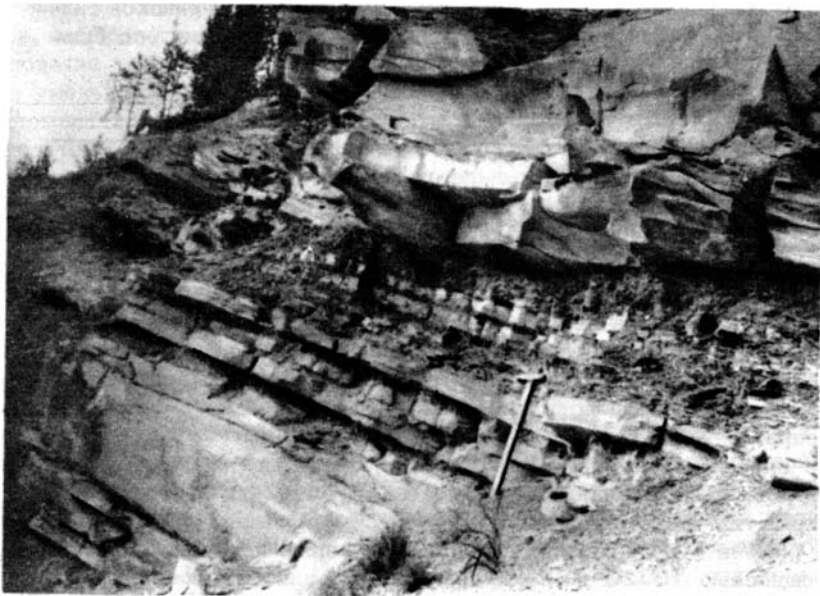


Рис. 18. Полиритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов в средней части разреза флишевой пачки чивидинской свиты; виден один сложный ритм (р.Тея у пос.Тея)

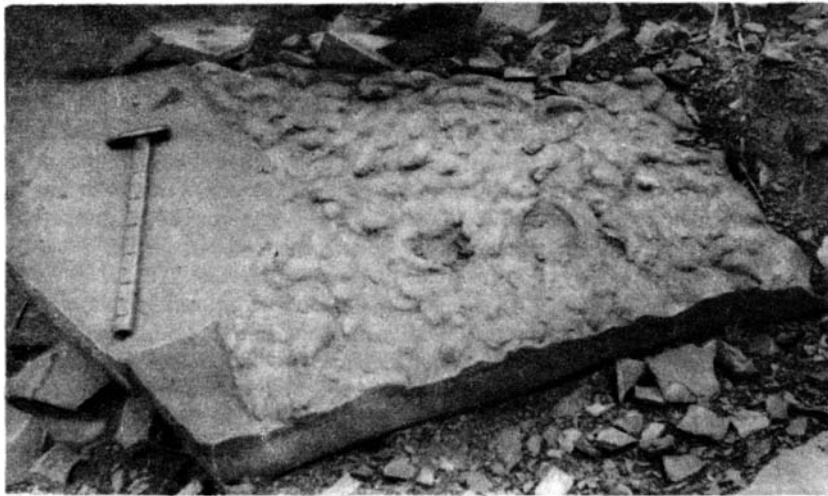


Рис. 19. Гиероглифы на нижней поверхности пласта песчаников в основании флишевого ритма; средняя часть флишевой пачки чивидинской свиты (р.Тея у пос.Тея)

пачки в тейском опорном разрезе можно судить лишь по редким осыпям и мелким коренным выходам на правом склоне долины р.Тея у одноименного поселка. Взаимоотношения флишевой и доломитовой пачек здесь непосредственно не видны, выходы этих пород разделены необнаженным участком протяженностью около 300 м.

Видимую нижнюю часть разреза доломитовой пачки характеризуют отдельные глыбы в обочинах дороги Тея – Соврудник, глыбовые отвалы в старой тейской каменоломне и слабо окатанный аллювий рч.Тарасовского. Отвалы, осыпи и аллювий обра-

зованы плотными светло-серыми плитчатыми доломитами, мелкокристаллическими, иногда комковатыми и кавернозными вследствие неравномерной перекристаллизации. В шлифах видно, что доломиты содержат крупные угловатые обломки кварца. В них встречены онколиты. В высыпках на дороге и в старых шурфах видны также тонко-плитчатые зелено-серые аргиллиты, не отличимые от аргиллитов флишевой пачки. По-видимому, аргиллиты переслаиваются с доломитами по крайней мере в нижней части доломитовой пачки. Выше по склону, над пос.Теея встречены глыбы описанных доломитов.

Строение верхов доломитовой пачки видно в небольшом карьере по левому борту долины рч.Кузнецовского. Здесь в разрезе видимой мощностью 6 м наблюдается чередование следующих пород:

1. Неравномерно окрашенные розовато-серые доломиты, мелкозернистые, плитчатые, со значительной примесью зерен алевритовой размерности. Тонкая слоистость породы обусловлена чередованием невыдержанных слоев (миллиметры — доли миллиметра) алевритовой и мелкопесчаной размерности. Мощность отдельных прослоев доломитов 2 — 5 см.
2. Фарфоровидные криптозернистые серые оскольчатые доломиты, неравномерно перекристаллизованные. Мощность прослоев 10—20 см.
3. Однородные серые толстоплитчатые мелкозернистые доломиты. Мощность прослоев 20—30 см.

Слои 2 и 3 содержат онколиты плохой сохранности.

Кровля доломитовой пачки образует уступ, погружающийся в склоне под залегающие по правому борту долины рч.Кузнецовского базальные красноцветы огневской свиты.

Суммарная мощность чивидинской свиты в тейском разрезе — 400—450 м.

Верхняя часть тейского опорного разреза видимой мощностью 400—500 м сложена карбонатными породами, преимущественно доломитами. Она выделена в огневскую свиту. Стратотипический разрез огневской свиты вскрыт в береговых обрывах р.Тее на участке между устьями рч.Кузнецовского и первым островом ниже рч.Большая Сибирячка (см. рис. 14, IV). Разрез состоит из двух доломитовых пачек и трех пачек красноцветных карбонатно-обломочных пород, перекрывающих, разделяющих и подстилающих доломиты. Красноцветы связаны с доломитами постепенными переходами.

Контакт базальной пачки красноцветов огневской свиты с чивидинскими отложениями непосредственно не обнажен, но смена состава пород очень резкая, возможны локальные размывы на этом уровне. Нижняя красноцветная пачка в обнажениях по р.Тее сложена разнозернистыми полимиктовыми и олигомиктовыми кварцевыми песчаниками, гравелитами, сланцево-алевролитовыми отложениями. Цвет пород преимущественно буро-красный, иногда пятнистый (зеленые, желтые, серые тона). Обломочная часть песчаников — в основном кварцевые зерна размерностью от алевритовых до гравия и галек. Нередко в значительном количестве присутствуют обломки полевых шпатов, микрокварцитов, карбонатных пород, реже слюдястых сланцев и слюд. Породы слабо сцементированы. Количество цемента варьирует от очень малого (тонкие железистые корки на зернах) до базального железистого или кварцево-слюдистого. Резкий литологический переход от чивидинских доломитов к базальной пачке песчаников подъемской свиты подчеркивается почти полным отсутствием карбонатного материала в цементе пород базальной пачки. В обнажении к северу от пос.Теея в низах пачки преобладают сильно разрушенные глинисто-алевритовые отложения с прослоями зелено-желтых среднезернистых полимиктовых и аркозовых песчаников. В породах встречаются железисто-песчаные желваки размером по несколько сантиметров. Текстура песчаников в шлифах беспорядочная, в глыбах массивная, реже нечетко плитчатая. В целом эти крайне мелководные отложения отличаются плохой сортировкой материала, невыдержанностью состава по простиранию, переменными мощностями. В разрезе по р.Тее мощность нижней красноцветной пачки 50—70 м.

С залегающей выше пачкой светлых доломитов базальные красноцветные песчаники связаны быстрым, но непрерывным переходом. Нижняя часть карбонатной пачки начинается комковатыми, со следами перебива розовато-серыми известняками, силь-

но загрязненными обломочной примесью. Эти известняки вверх по разрезу быстро сменяются доломитами. Характерно многократное ритмичное переслаивание более чистых массивных светло-серых доломитов, иногда с мелкими строматолитами, и плитчатых желтовато-серых доломитов с существенной терригенной примесью, в основном из кварцевых зерен. Наличие примесей и неравномерная перекристаллизация породы обусловили ее комковатую кавернозную поверхность.

Довольно четкие осадочные ритмы в низах доломитовой пачки обнажены в средней части склона высоты к северу от рч. Ледяного (левый приток р. Теи). В качестве примера приводим описание одного такого ритма (см. рис.16, V):

Мошность, см

1. Розовато-серые с желваковой поверхностью карбонатные породы. Они представлены мелким невыдержанным чередованием прослоев и линз (1) тонкокристаллической глинисто-карбонатной породы с отдельными зернами кварца и (2) несортированного олигомиктового кварцевого песчаника с базальным доломитовым цементом. Граница с подстилающим ритмом резкая, по неровной бугорчатой поверхности 20
 2. Чередование (1) серых плитчатых (по 5 см) мелкокристаллических доломитов с беспорядочно расположенными обломками кварца и редкими зернами глауконита и (2) тонкоплитчатых зелено-серых микрослоистых доломитов с послойной глинисто-алевритовой примесью. Вверх количество тонкоплитчатых прослоев уменьшается. . 30 - 35
 3. Более массивные серые доломиты, лишь местами разбитые на плитки. По составу они сходны с описанными плитчатыми породами 30
- Мошность всего ритма - 85 см

Вверх по разрезу нижней доломитовой пачки чистые и соответственно более массивные разности доломитов начинают преобладать; мошность отдельных пластов пород увеличивается от 0,2-0,3 до 1,5 м. Однако чередование пластов чистых массивных песчанистых плитчатых и глинистых тонкоплитчатых доломитов наблюдается и в верхней половине пачки. В отдельных слоях содержатся кремнистые стяжения диаметром до 10 см. В верхах описываемой нижней доломитовой пачки, в слоях, переходных к вышележащей пачке, появляются плитчатые (5-15 см) светлые доломиты с невыдержанными прослойками розоватых микрокристаллических доломитов. Розоватый цвет породы обусловлен примесью тонкого пелитового материала. На поверхностях напластования доломитов появляются знаки ряби.

Мошность нижней доломитовой пачки 200-250 м.

На нижних доломитах согласно залегает пачка очень мелководных розовых, серых, зеленоватых, бурых, неравномерно окрашенных песчано-карбонатных отложений мошностью 15 м. Они образуют среднюю красноцветную карбонатно-обломочную пачку. В ее состав входят песчанистые известняки, доломиты, карбонатные песчаники и алевролиты. Карбонатный материал, образующий цемент породы, обычно мелко- или неравномернокристаллический. Обломочная часть - это преимущественно зерна кварца, реже обломки мелкозернистого доломита, полевых шпатов, гематита. Материал плохо сортирован. Процентные соотношения карбонатного и обломочного вещества в породе резко меняются. Многочисленны признаки мелководья: знаки ряби на поверхностях напластования, линзочки гравийных зерен кварца в породе, следы местных перемылов, пласты с косой слоистостью среди волнистослоистых пластов (рис.20).

Вверх по разрезу описанная средняя карбонатно-терригенная пачка сменяется верхней доломитовой пачкой - доломитами, светло-серыми на свежем изломе, ржаво-бурными на выветрелой поверхности. Доломиты в основном мелкокристаллические и неравномерно перекристаллизованные, с неровными поверхностями наслоения. В разрезе верхней доломитовой пачки чередуются толстоплитчатые, массивные (пласты до 3-4 м) и тонкоплитчатые породы. Массивные разности характеризуются выдержанным составом; для них типична однородная мозаичная кристаллическая структура. Состав тонкоплитчатых доломитов более разнообразен: они содержат примесь терригенного материала (кварц, микрокварцит, рудный минерал), желваки кремней.



Рис. 20. Волнисто- и косослоистые бурые карбонатные песчаники из средней пестроцветной пачки огневской свиты (р.Тей ниже впадения рч.Малая Сибирячка)

Иногда обломочная примесь распределена послойно, и выветрелые поверхности пород имеют ребристый рельеф. Мощность верхней доломитовой пачки 80–100 м.

Над доломитами залегает верхняя карбонатно-терригенная пачка огневской свиты, включенная мной в состав свиты впервые. Осыпи и плохие коренные выходы пород этой пачки прослеживаются в верхней части правого склона долины р.Тей между ручьями Большая Сибирячка и Малая Сибирячка. Они как бы окаймляют уступ в склоне, сложенный образованиями горбилковской и кординской свит рифея. Полоса пестроцветов и контакт их с метаморфизованными рифейскими породами пересекаются р.Теей в 2,0 км ниже по течению устья рч. Большая Сибирячка. В 0,5 км по реке выше этого контакта в доломитах из кровли верхней доломитовой пачки огневской свиты появляются зелено-серые и бурые глинисто-песчаные прослои мощностью до 10 см, а также пропластки кварцевых песчаников. Сами доломиты становятся тонкоплитчатыми. Ниже по реке на протяжении 150–200 м в осыпях и отдельных глыбах встречены светлые кварцевые песчаники, реже красноцветы. Еще ближе к контакту с метаморфизованным рифеем красно-бурые глинисто-песчаные породы начинают резко преобладать; они образуют почти сплошную плитчатую осыпь и плохие коренные выходы. Красноцветы состоят из несортированных обломков подстилающих рифейских кварц-слюдистых сланцев, кварцитов и кварца. Обломки не окатаны и полуокатаны. Размеры их – от алевритовых до мелкой гальки. Эти мусорные породы напоминают базальные красноцветы лопатинской свиты, но в отличие от них содержат в цементе карбонатный материал. Контакт отложений верхней пачки огневской свиты с метаморфическим рифеем осложнен разломом. Видимая мощность верхней пачки в описанном обнажении не превышает нескольких десятков метров.

Общая мощность свиты в стратотипическом разрезе 400–500 м.

Отложениями огневской свиты заканчивается тейский опорный разрез чингасанской серии. Верхняя свита серии – немчанская – во впадинах юго-западной группы отсутствует.

Значительные изменения в составе пород и в стратиграфическом объеме чингасанской серии происходят в направлении к Глубокинскому, Енашимскому, Северо-Енисейскому поднятиям, которые окружают впадины юго-западной группы. Аналогичные изменения наблюдаются и к своду Центрального антиклинория. Кратко рассмотрим характер этих изменений.

Разрезы осадочного заполнения Нойбинской и Суворовской грабен-синклиналей расположены ближе к Глубокинскому поднятию, чем разрез Дюбошского грабена. Они характеризуются меньшим стратиграфическим объемом (см. рис.12). Нойбинская грабен-синклиналь в пересечении по р.Тее заполнена отложениями карьерной и чивидинской свит. Трансгрессивное залегание карьерной свиты установлено на северном крыле грабен-синклинали, по правобережью Теи, где на трещиноватых, разрушенных среднерифейских филлитах в осыпях залегают светлые и бурые гравелиты и песчаники карьерной свиты, а в небольшом обнажении по левому берегу Теи на филлитах с размывом лежит пласт базальных конгломератов карьерной свиты мощностью 1,0-1,5 м. Вероятно, на северном крыле Нойбинской грабен-синклинали присутствуют только отложения верхов карьерной свиты, так как выше наблюдаемых в этом обнажении базальных слоев в разрезе свиты видимой мощностью около 150 м резко преобладают аргиллиты и алевролиты, а слои песчаников, характерные для ее нижней части, встречаются в резко подчиненном количестве.

На южном крыле Нойбинской грабен-синклинали в составе свиты имеются и нижние, в основном песчанниковые ее члены. Эти олигомиктовые кварцевые песчаники отличаются от песчаников нижней пачки свиты у пос.Тея тем, что содержат обломки карбонатных пород и имеют карбонатный цемент. В пестрых алевросланцах, венчающих разрез карьерной свиты (пестрая глинисто-карбонатная пачка опорного разреза), на южном крыле грабен-синклинали встречены линзы желтовато-серых комковатых строматолитовых известняков мощностью до 5 м.

Центральная часть Нойбинской грабен-синклинали в тейском пересечении сложена на поверхности породами флишевой пачки чивидинской свиты, не отличимыми от описанного флиша у пос.Тея. Под флишем шурфами вскрыт горизонт несортированных конгломератов (20 м), вверх переходящих в песчаники мощностью 30-40 м (данные А.Я.Курилина и С.Д.Хорунова, КГУ). Сходные образования, но большей мощности характерны для низов чивидинской свиты в более северо-западных ее разрезах.

В центральной части Нойбинской грабен-синклинали преобладают отложения огневской свиты. По сведениям Е.Д.Селезнева и Г.И.Качевской (КГУ), в бассейне р.Чивиды разрез огневской свиты в грабен-синклинали начинается несортированными красноцветными валунно-галечными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, сиреневыми известняками ("дюбошская толща"). Конгломераты и песчаники трансгрессивно залегают на чивидинских отложениях. Мощность красноцветов, по-видимому, соответствующих нижней части огневской свиты, составляет первые сотни метров. Вверх по разрезу (юго-восточнее) они постепенно сменяются доломитами и известняками, которые часто рассматриваются как нижнекембрийские. Вероятно, их следует относить к огневской свите.

Суворовская грабен-синклиналь заполнена в основном отложениями чивидинской и огневской свит. На северо-западном продолжении этой структуры, на склоне Крутяковской горст-антиклинали, распространены породы лопатинской и карьерной свит (см. рис. 10). Возможно, что наиболее древние породы разреза грабен-синклинали в пересечении по р.Тее (массивные кварцевые песчаники и пестрые аргиллиты мощностью 10-20 м, обнажающиеся по ее южной границе выше устья р.Енашимо) также относятся к верхам карьерной свиты.

Вдоль северного крыла Суворовской грабен-синклинали отложения чивидинской свиты трансгрессивно, с конгломератами в основании залегают на трещиноватых сланцах удерейской свиты сухопитской серии рифея. Поверхность размыва неровная. Конгломераты зеленовато-серые, мощностью 0,5-1,0 м. Они состоят из мелких плохо окатанных галек и неокатанных кусков подстилающих слюистых сланцев размером от нескольких миллиметров до 1-2, редко до 10-15 см. На конгломератах залегают мелкозернистые карбонатные полимиктовые песчаники, типичные для флишевой пачки чивидинской свиты. Местами контакт чивидинских и удерейских пород осложнен незначительными постседиментационными срывами.

Разрез чивидинской свиты по северному краю Суворовской грабен-синклинали описан Р.Б.Карпинским. Разрез начинается маломощными (15 см) зелено-серыми конгломератами, вверх переходящими в гравелиты. Гальки размером 2-4 см на 90% состоят из подстилающих филлитизированных сланцев удерейской свиты, кварцитов, жильного кварца. Цемент поровый, железистый, глинисто-хлоритовый. Выше залегает зелено-серая толща мощностью около 400 м. Она состоит из ритмично чередующихся пачек алевроитовых известняков, мелко- и среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов. Обломочный материал песчаников представлен кварцем, полевыми шпатами, филлитизированными сланцами, микрокварцитами. Базальный цемент чивидинских обломочных пород, в отличие от тех же горизонтов у пос.Тея, имеет не карбонатный, а глинисто-хлоритовый состав, соответствующий составу подстилающих удерейских филлитов. Еще северо-восточнее, на самом Глубокинском поднятии, отложения чивидинской свиты выклиниваются.

Огневская свита на северном крыле Суворовской грабен-синклинали - южном борту Глубокинского поднятия также отличается от описанной в опорном разрезе у пос.Тея повышенным содержанием обломочного материала и большей пестроцветностью. Базальные конгломераты огневской свиты вверх переходят в красные обломочные породы. В составе конгломератов, помимо галек подстилающих чивидинских пород, встречаются филлитизированные сланцы, кварциты, доломиты, граниты. Мощность бурых конгломератов, песчаников и алевролитов нижней части огневской свиты составляет 270 м. В составе обломочного материала имеются породы из метаморфизованного рифея Глубокинского поднятия. Выше залегают пачки мелководных пестроцветных обломочных и карбонатных пород.

К востоку от р.Тея, в сторону Енашимского поднятия стратиграфический объем чингасанских отложений сокращается, по-видимому, за счет выклинивания нижних свит, которые достоверно на поднятии неизвестны; морские сероцветные отложения замещаются более мелководными и континентальными пестроцветными фациями. Такие изменения отчетливо прослеживаются к юго-востоку от пос.Тея, вдоль Дюбошского грабена. В 20 км юго-восточнее поселка, в бассейне р.Енашимо, видимый разрез чингасанской серии в Дюбошском грабене начинается с флишoidов чивидинской свиты. В ее составе преобладают монотонные мелко- и среднезернистые буро-серые полимиктовые песчаники с карбонатным цементом (нижняя 1/3 разреза) и серо-зеленые известковистые алевролиты и аргиллиты с прослоями полимиктовых песчаников (верхние 2/3 разреза). Мощность пачки залегающих выше красноцветных песчаников и гравелитов огневской свиты возрастает от нескольких десятков метров у пос.Тея до 150-200 м. В основании пачки наблюдается размыв. Венчающая разрез грабена карбонатная толща огневской (?) свиты значительно опесчанена; в нижней части она вишневая; обычны косая слоистость, строматолитовые и онколитовые породы. Далее на юго-восток на размытой поверхности нижнерифейских образований известны лишь мелкие пятна преимущественно кластических отложений небольшой мощности. Состав обломков и степень их окатанности свидетельствуют о местных источниках сноса. Карбонатные породы появляются лишь в верхах разреза (Комов, 1962; и др.).

Вероятно, сходные перемены в разрезах чингасанских пород происходят и в Уволжской впадине, к востоку от р.Тея. По данным М.В.Крысина и др. (КГУ), в основании осадочного разреза восточного окончания впадины (междуречье Индолы и Енашимо) на метаморфических сланцах горбилокской свиты лежит горизонт вишнево-бурых конгломератов мощностью до 20 м. В их составе преобладают гальки кварца и метаморфических сланцев. Цемент конгломератов песчано-глинистый, с гематитом. Над конгломератами залегает толща из переслаивающихся пестрых гравелитов и песчаников; в ее нижней части преобладает зелено-серая окраска, в верхней - вишнево-бурая. Мощность этой толщи 330 м. Обломочный материал конгломератов, песчаников и гравелитов не сортирован, плохо окатан. Выше залегают песчаники (350 м). Они монотонные, светло-серые, кварцевые, с редкими зернами полевых шпатов и чешуйками мусковита, с кварцевым регенерирующим цементом.

Конгломераты и пеструю обломочную толщу М.В.Крысин отнес к "алешинской" (лопатынской. - Е.П.) свите, а светлые кварцевые песчаники - к "нижнечистяковской подсвите" (примерный аналог карьерной свиты. - Е.П.). Такая датировка возможна. Однако не исключено, что в восточном направлении, как и в Тейской впадине

не, отложения чингасанской серии в Уволжской впадине фашиально изменяются, а нижние горизонты их выклиниваются. Для окончательного решения вопроса необходимо детальное прослеживание отдельных стратиграфических подразделений от под-
робных разрезов по р.Тее в восточном направлении. Такая задача очень затруднена плохой обнаженностью участка. Пока лишь установлено, что чингасанская серия в Уволжской впадине у Енашимского поднятия сложена плохо сортированными, преимущественно пестрыми обломочными породами видимой мощностью несколько сотен метров.

Вблизи Северо-Енисейского поднятия северо-западнее Большелебяжинской впадины и на самом поднятии встречены самые верхние свиты верхнерифейского-кембрийского осадочного разреза. Наиболее широко распространены морские карбонатные отложения лебяжинской свиты, которые в ряде мест с размывом залегают непосредственно на нижне- и среднерифейских образованиях. Отложения чингасанской серии здесь вообще отсутствуют. Например, такие соотношения описаны М.А.Семихатовым (1962, стр. 147) в верховьях р.Большой Лебяжьей. Здесь, выше впадения р.Мокрой, в левом склоне долины Большой Лебяжьей крутопадающие удерейские сланцы перекрыты пологолежащими пластами доломитов лебяжинской свиты. В основании свиты, наряду с обычными для нее серыми доломитами, наблюдаются брекчированные песчанистые доломиты и светло-серые разнотернистые песчаники с рассеянной галькой кварца, серых доломитов и подстилающих удерейских сланцев. На поверхностях напластования пород встречены волноприбойные знаки и трещины усыхания. Разрезы лебяжинской свиты на северо-западе Большелебяжинской впадины и на Северо-Енисейском поднятии сложены однообразными светлыми доломитами с подчиненными прослоями известняков, песчаников и мергелей. Мощность свиты в бассейнах рек Большой Лебяжьей и Малой Лебяжьей оценена Л.К.Качевским в 600 м. Выше согласно залегают пестроцветные отложения эвенкийской свиты.

На других участках северо-западной периферии Большелебяжинской впадины — по левым притокам р.Большой Лебяжьей (рч.Северному Сквозному, р.Каменистой, к югу от верховьев р.Рыбной) — лебяжинские доломиты подстилаются преимущественно обломочными образованиями. По литологическому сходству эти толщи обычно относятся к лопатинской (геологи-съемщики КГУ) или к немчанской (Семихатов, 1962) свите. Не исключено, что они являются фациями самой лебяжинской свиты, измененной на конседиментационно развивавшемся поднятии. Возможно также, что в сложении этих толщ участвуют другие свиты чингасанской серии, скорее всего ее верхние члены, но в иных, чем во впадинах, фациях.

Таким образом, в направлении к Северо-Енисейскому поднятию во впадинах юго-западной группы происходит выклинивание отложений чингасанской серии, сопровождающееся фашиальными изменениями.

У свода Центрального антиклинария изменения в разрезах чингасанской серии прослеживаются в Уволжской впадине и в Верхневороговской грабен-синклинали. Лопатинская свита на юго-западном борту Уволжской впадины представлена только верхней карбонатной пачкой, образующей обнажения вдоль рек Наготы и Уволги. Здесь на гранито-гнейсах и турмалиновых кварцитах среднепротерозойской пенчентгинской свиты залегают серые и бурые несортированные гравелиты и песчаники с неравномерно рассеянными в песчанистом кварцевом цементе гальками и зернами кварца, обломками турмалина, роговиков, слюдяных сланцев из подстилающих пород. Мощность этой пачки около 10 м. Выше следует пачка доломитов светло-серых, массивных, оскольчатых, неравномерно окремненных. Отсутствие слоистости не позволяет точно определить мощность доломитовой пачки; ориентировочно она равна 200–300 м. После задернованного участка выше доломитов на р.Уволге обнажаются характерные отложения пачки переслаивания карьерной свиты. Сходная пачка серых доломитов и доломитизированных известняков мощностью 200–250 м трансгрессивно залегает на гранитах Тейского массива (пересечение Уволжской впадины по р.Тее в 3 км выше устья р.Курепы).

Стратиграфический разрез чингасанской серии в Верхневороговской грабен-синклинали начинается отложениями, распространенными на поверхности в наиболее поднятой юго-восточной части этой структуры (обнажения по берегам Чапы и ее правого притока, р.Алманакана). В этом районе на рифейских метаморфических породах залегают более рыхлые образования, вероятно, продукты рифейской коры выветри-

вания. В обнажении по правобережью Чапы в 0,7–1,0 км ниже отметки 236,8 м они представлены темными листоватыми сланцами видимой мощностью 10 м. Сланцы почти сплошь состоят из алевритовой размерности зерен железистых карбонатных минералов, заключенных в силикатном глинисто-слюдистом цементе. Внешне эти породы напоминают глинисто-слюдистые сланцы сухопитской серии. Р.Б.Карпинским и И.К.Кокодзеевым (КГУ) эти образования отнесены к лопатинской свите. Ниже по р.Чапе (выше по разрезу) после незначительного задернованного участка на карбонатных сланцах залегают типичные крупнозернистые кварцитоподобные песчаники нижней пачки карьерной свиты.

На отдельных участках южного крыла Верхневороговской грабен-синклинали (например, в бассейне р.Оленьей) лопатинская свита полностью отсутствует, и на нижнерифейские образования трансгрессивно налегают песчаники карьерной свиты.

Отложения карьерной свиты Уволжской впадины в верховьях р.Вороговки имеют карбонатный цемент и обогащены гематитом, особенно песчаники. В верхней пестрой глинисто-карбонатной пачке карьерной свиты много органогенных известняков. Свообразны отложения огневской свиты: в ее стратотипическом разрезе по р.Тее преобладают доломиты, а вблизи свода Центрального антиклинория в Уволжской впадине – сиреневые кварцевые песчаники. В ядре Вороговской грабен-синклинали по рекам Вороговке, Чапе и Алманахану огневская свита представлена пестрыми карбонатно-обломочными отложениями мощностью первые сотни метров.

На северо-западе Верхневороговской грабен-синклинали отложения огневской свиты распространены южнее и западнее трапового массива; они составляют здесь нижнюю часть видимого осадочного разреза. В бассейне р.Черной (левый приток Вороговки) предположительно огневские отложения несогласно, с размывом залегают на метаморфических образованиях кординской свиты. Разрез их начинается с конгломератов и состоит из переслаивающихся вишневых, красных, серых, зеленых плохо сортированных песчаников, конгломератов, алевролитов с пачками доломитов, мергелей, известняков. Обломочные породы составляют не менее половины разреза. Количество доломитов и известняков несколько увеличивается к верхам свиты. Бросается в глаза тесное "переплетение" обломочного и карбонатного материала, фациальная невыдержанность, пестрота огневских отложений на этом участке. Мощность разреза 400–500 м.

Разительные перемены в составе чивидинской свиты происходят в центральной части Верхневороговского грабена (участок Татарского тектонического шва), где свита нацело сложена валунно-галечными конгломератами, сцементированными темной глинистой массой (рис. 21). Конгломераты несортированы, неслоисты, состоят из местных пород. Ранее они описывались как тиллиты (Николаев, 1930 и др.). Теперь большинство геологов считает их пролювиальными образованиями типа "дикого флиша" (Григорьев, Семихатов, 1958; Подгорная, Гурьев, 1960; Кириченко, 1967). Исследованиями В.Н.Григорьева и М.А.Семихатова доказано, что к юго-западу от главного поля распространения конгломератов р.Вороговки, на месте свода Центрального антиклинория существовало поднятие, служившее для них источником материала. По мере удаления от области сноса мощность конгломератов уменьшается: на р.Чапе у устья Чивиды она составляет первые сотни метров, а в бассейне р.Теи – от десятков метров до полного выклинивания. В том же направлении возрастает окатанность галек и валунов, уменьшаются размеры обломков, в конгломератах появляется грубая пластовая отдельность.

На значительной территории в бассейнах рек Чапы и Теи конгломераты в разрезе чивидинской свиты занимают базальное положение. Лишь в непосредственной близости от поднятия, в подвижной зоне тектонического шва они нацело фациально замещают флиш. Такая же позиция псевдотиллитов в разрезах ритмично построенных толщ отмечена Л.С.Шермерхорном и В.И.Стэнтоном (Schermerhorn, Stanton, 1963) для верхнедевонских конгломератов в низовьях р.Конго. Там псевдотиллиты залегают в основании нескольких крупных седиментационных ритмов и от подстилающих пород отделены незначительными размывами. Тесный парагенез псевдотиллитов с флишоидными неоднократно отмечался и другими авторами (Чумаков, 1964).

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что на крупных положительных структурах – своде Центрального антиклинория, Глубокинском, Енашимском и Северо-Енисейском поднятиях, окружающих впадины юго-западной группы, происходят



Рис. 21. Валунно-галечные конгломераты чивидинской свиты (верховье р.Вороговки)

фациальные изменения отложений чингасанской серии в сторону их большей мелководности, а также выклинивание разрезов свит и пачек серии снизу.

Мощности и состав отложений описанных четырех свит чингасанской серии не остаются неизменными и во внутренних районах территории впадин юго-западной группы. Особенно резко (в несколько раз на коротких расстояниях) меняются их мощности. В верхних карбонатных пачках лопатинской и карьерной свит на Крутяковской горст-антиклинали появляются многочисленные строматолиты. Мощность карьерной свиты на периклинальном окончании этой структуры возрастает до 500–600 м главным образом за счет увеличения роли песчаников в разрезе свиты. По-видимому, значительно увеличивается мощность огневской свиты в бассейне р.Суктадьмы (центральная часть Большелебяжинской впадины). Эти, а также другие изменения свит чингасанской серии в бассейне р.Чапы по сравнению с опорным тейским разрезом показаны на рис. 22. Отметим, однако, что многие типичные признаки – последовательность пачек пород, ритмичное строение и т.д. – сохраняются в разрезах свит на больших площадях.

В заключение описания юго-западной группы впадин остановимся на весьма интересных образованиях спорного возраста, распространенных на продолжении Уволжской структуры, в верховьях р.Вороговки. Здесь расположена грабенообразная впадина размером 50–15–20 км. Впадина заполнена вулканогенно-осадочными породами "верхневороговского комплекса" мощностью около 1,5 км. Пласты этих пород образуют крупную синклиналь, осложненную разломами и складками второго порядка. Они несогласно залегают на метаморфических образованиях протерозоя (?) и к северо-западу погружаются под отложения Верхневороговского грабена. В составе комплекса выделены следующие пять толщ, связанных постепенными переходами (Кочкин, 1966; Домарев, Кочкин, 1967):

- 1) мелкокристаллические, преимущественно серицит-хлоритовые сланцы;

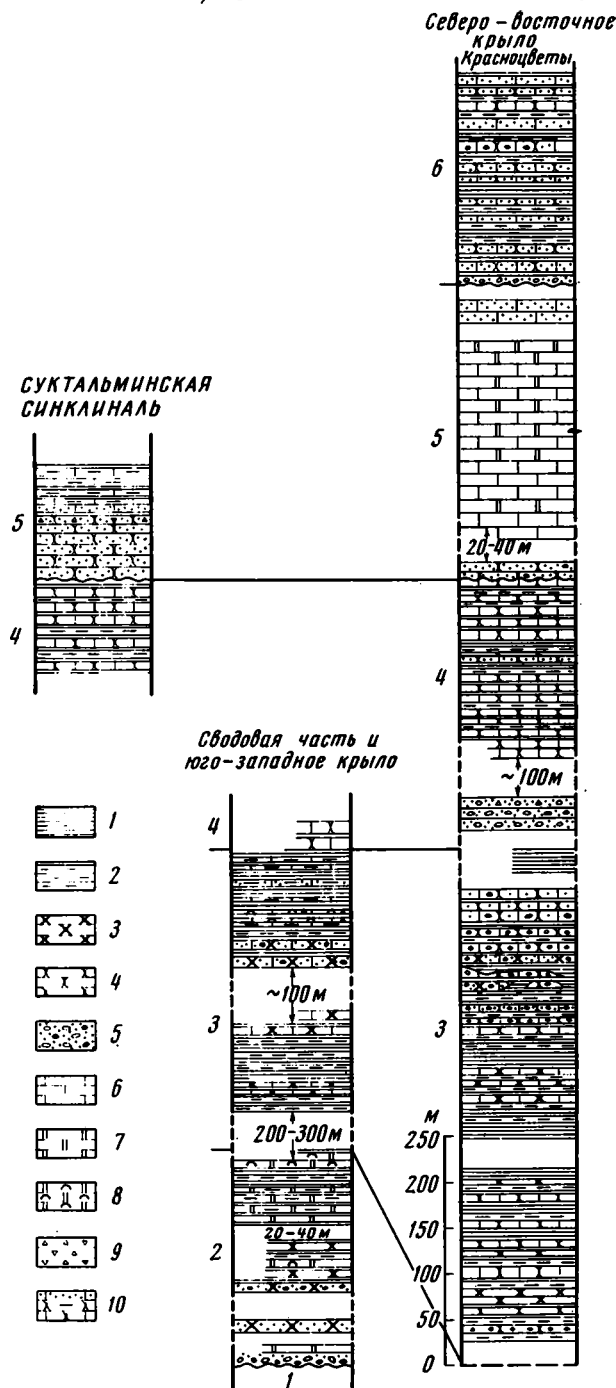


Рис. 22. Стратиграфические разрезы чингасанской серии на северо-западе Тейской впадины (пересечение по р. Чапе)

1 - аргиллиты; 2 - алевролиты; 3 - кварцевые песчаники; 4 - полимиктовые песчаники; 5 - конгломераты; 6 - известняки; 7 - доломиты; 8 - строматолитовые известняки и доломиты; 9 - осадочные брекчии; 10 - примеси в породе (терригенная, глинистая, карбонатная)

Цифры у колонок: 1 - сухопитская серия; 2 - 6 - свиты: 2 - лопатинская, 3 - карьерная, 4 - чивидинская, 5 - огневская, 6 - немчанская

- 2) вулканогенная порфировая толща, на 80% сложенная межпластовыми телами, лавами и туфами порфиров;
- 3) пестроцветные обломочные отложения, в низах – с горизонтами туфолов;
- 4) сероцветная терригенно-вулканогенная толща с пластовыми телами порфиритов и прослоями литокластических туфов основного состава;
- 5) серые аргиллиты, алевролиты и кварцевые песчаники.

Все толщи пересечены дайками диабазов. Характерны резкие изменения мощностей на коротких расстояниях, локальные размывы, косая слоистость в отдельных пачках, знаки ряби на поверхностях напластования, наличие лапиллей в порфировой толще. По мнению Г.Б.Кочкина (1966), формирование осадочно-вулканогенного комплекса происходило во "впадине эпиконтинентального типа".

Возраст верхневороговского осадочно-вулканогенного комплекса однозначно не определен. Породы комплекса с размывом перекрыты кварцевыми конгломератами и песчаниками, условно относимыми к чингасанской серии (Домарев, Кочкин, 1967). Г.И.Кириченко (1967) сравнивает верхневороговский комплекс с глушихинским комплексом среднего – верхнего рифея, указывая на общую для комплексов смену состава вулканических пород от кислых к основному. Радиометрические данные о возрасте кварцевых порфиров из второй толщи – 511, 523, 577 млн.лет, – вероятно, соответствуют времени метаморфизма этих пород (калий-аргоновый метод, определения Н.И.Полевой; Кочкин, 1966). Тем же методом получены цифры 609 и 700 млн.лет для алевролитов пестроцветной толщи и дайки порфиритов из верхней сероцветной толщи. Эти определения указывают на докембрийский возраст образований верхневороговского комплекса. Не исключено, что его формирование происходило на фоне общих поднятий перед накоплением чингасанской серии или даже несколько позднее. На геологической схеме (см.рис.10, знак 10) породы комплекса условно изображены как верхнетунгуские (R_3).

Наличие субконтинентальных осадочно-вулканогенных толщ рифея в своде Центрального антиклинория – лишнее свидетельство длительного унаследованного развития этой крупной тектонической структуры.

Глубокинское поднятие. Оно протягивается более чем на 120 км и отделяет Тейскую и Большелебяжинскую впадины от Иочимской (см. рис. 11).

На юго-востоке оно сливается с Енашимским, а на северо-западе сначала погружается, затем, северо-западнее р.Чапы, вновь воздымается. В этой части поднятия к нему относятся Крутяковская горст-антиклиналь и южная половина Чернореченского горста. Глубокинское поднятие сложено среднерифейскими слюдястыми сланцами и кварцитами сухопитской серии. Верхнерифейские-нижнекембрийские отложения на Глубокинском поднятии залегают в грабенах. Самый крупный Немчанский грабен расположен на юго-западном склоне поднятия в его погруженной средней части. В сторону Енашимского поднятия от него отходят узкие длинные Мадринский и Юхталикский грабены. В сводовой части поднятия расположен небольшой односторонний грабен, пересекаемый р.Теей у устья рч.Глубокого. Пласты осадочных пород в грабенах образуют на поверхности простые моноклинали с северо-восточными падениями (см. рис.13, профили I-I и III-III; подробные морфотектонические описания – см. Постельников, 1965).

Вдоль границ Глубокинского поднятия со смежными впадинами стратиграфические разрезы верхнерифейских-нижнекембрийских отложений начинаются флишевой пачкой чивидинской свиты, трансгрессивно перекрывающей сухопитские образования. Выше залегают отложения подъемской и немчанской свит. На самом поднятии эти свиты с размывом перекрывают породы сухопитской серии среднего рифея, а чивидинские отложения отсутствуют (см. рис.12).

Подъемская свита на своде Глубокинского поднятия в пересечении по р.Тее начинает разрезы грабенов Юхталикского и у рч.Глубокого (рис.23 и 24). В составе подъемской свиты выделяются пачки: базальная терригенно-карбонатная (40–60 м) и флишеидная (до 250 м).

Базальная пачка начинается горизонтом (1–3 м) неслоистых конгломератов, состоящих из несортированных кусков подстилающих рифейских филлитов, скрепленных бурым песчанисто-карбонатно-железистым цементом. Основная часть разреза нижней

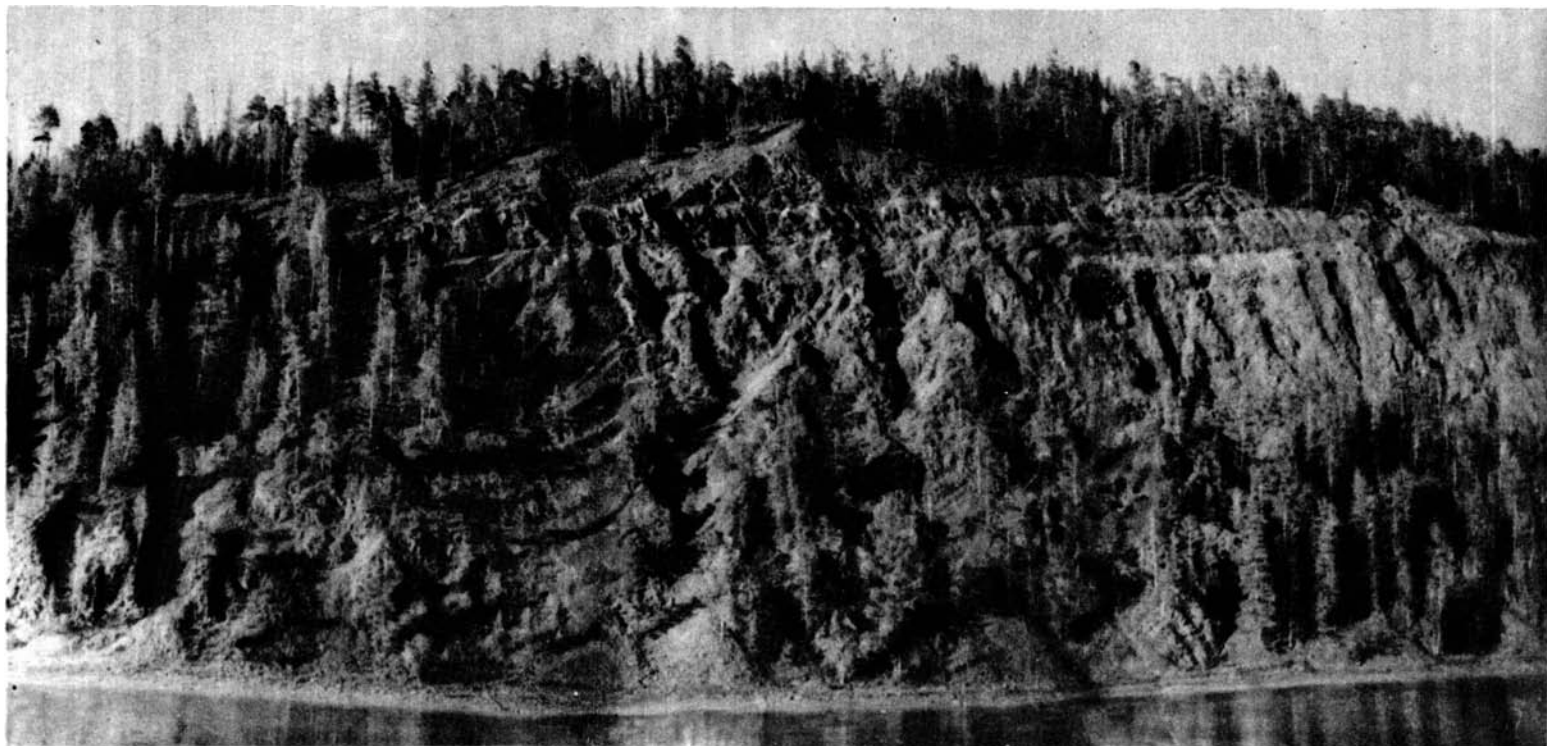


Рис. 23. Трансгрессивное залегание отложений подъемской свиты на филлитах удерейской свиты (правый склон долины р. Теи у устья рч. Глубокого)

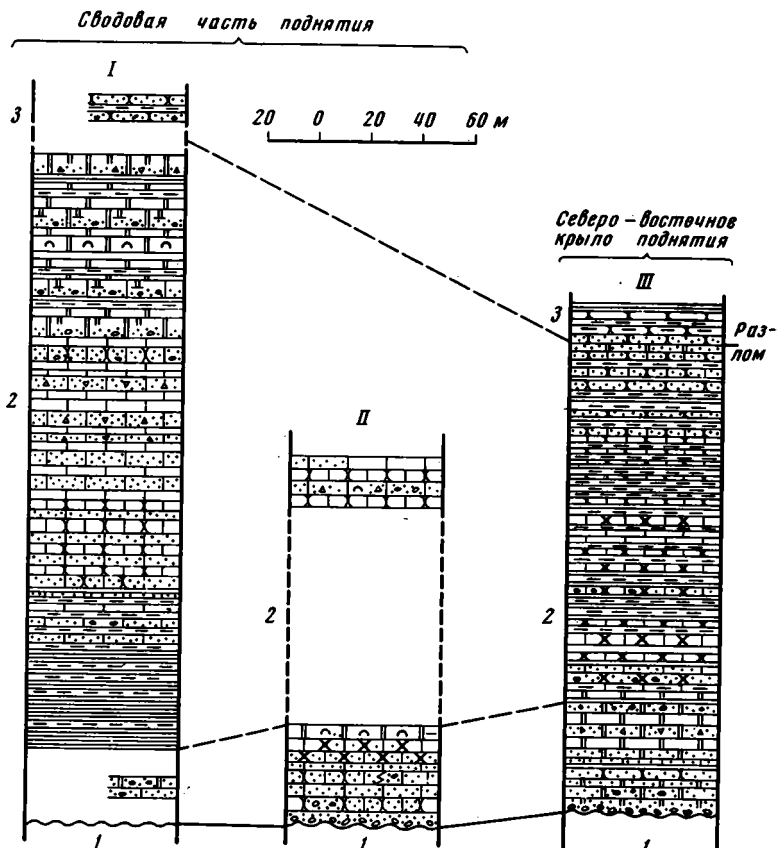


Рис. 24. Стратиграфические разрезы подъемской свиты на Глубокинском поднятии (пересечение по р.Тее)

Условные обозначения см. на рис. 22

1 - сухопитская серия; 2 - подъемская свита, 3 - немчанская свита

I-III - адреса колонок: I - ниже устья рч.Юхталика, II - на участке рч.Глубокого, III - выше о-ва Талого

пачки сложена переслаивающимися бурыми, сиреневыми, серыми песчанистыми известняками, доломитами и карбонатными песчаниками. В 5-10 м от подошвы пачки в ее породах появляется грубая слоистость и признаки сортировки кластического материала. Уменьшается количество гематита в цементе, возрастает его карбонатность. В обломочной части увеличивается содержание зерен белого кварца. Появляются невыдержанные прослои строматолитовых и онколитовых образований. Происходит постепенное осветление пород. Изменения состава и текстуры отложений вверх по разрезу терригенно-карбонатной пачки напоминают изменения в нижних горизонтах стратотипического разреза лопатинской свиты, отличаясь от них общей значительной карбонатностью.

Флишoidная пачка постепенно сменяет карбонатно-терригенную. В Юхталикском грабене ее нижняя часть (70 м) представлена мелким ритмичным чередованием тонкоплитчатых "шоколадных" аргиллитов, зеленоватых и сиреневых известковистых кварцевых алевролитов и песчаников с глауконитом. Карбонатность пород возрастает вверх по разрезу. Появляются пласты песчанистых известняков, а тонкоплитчатые аргиллиты и алевролиты постепенно исчезают.

Средняя часть флишoidной пачки (100 м) сложена ритмично переслаивающимися светло-сиреневыми, желтыми известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками. В основании пластов песчаников иногда наблюдаются гравийные зерна кварца и осадочных брекчий. На поверхности напластования по границам ритмов не-

редки крупные гиеоглифы, знаки ряби. Мощность отдельных ритмов — от дециметров до 1,0 м.

Верхняя часть флишовой пачки (несколько десятков метров) имеет полиритмичное строение. Простые ритмы (массивные карбонатные песчаники — плитчатые алевролиты — строматолитовые породы или алевропелиты) имеют мощность до 1–2 м, часто меньше. Характерны изменчивость пластов по простиранию, косая и волнистая слоистость, особенно в массивных породах, наличие осадочных брекчий, обилие гиеоглифов в подошвах ритмов. Простые ритмы группируются в сложные, мощностью по 10–15 м, с той же вертикальной направленностью изменения состава.

Общая мощность подъемской свиты в Юхталикском грабене по р.Тее 270–300 м. В других обнажениях состав и мощность отложений подъемской свиты значительно меняются. Однако общие черты свиты — подразделение на две пачки, пестроцветность, мелководность отложений, их характерное ритмичное переслаивание, особенно четкое в верхней пачке, — сохраняются на всей площади Глубокинского поднятия.

Приблизительным стратиграфическим аналогом подъемской свиты Глубокинского поднятия во впадинах юго-западной группы является огневская свита. Отложения подъемской свиты на Глубокинском поднятии сильно отличаются от стратотипического разреза огневской свиты, который на 90% сложен светлыми доломитами. Мощность огневской свиты в Тейской впадине более чем в два раза превышает мощность подъемской свиты на Глубокинском поднятии. Однако стратиграфическое положение обеих свит сходно: они согласно залегают на чивидинских отложениях и перекрываются немчанскими красноцветами. По периферии Глубокинского поднятия разрезы подъемской (например, по р.Чапе ниже устья р.Таежного) и огневской (например, в Суворовской грабен-синклинали) свит приобретают черты сходства и не так резко различаются по мощностям.

Стратотипический разрез залегающей выше немчанской свиты обнажен в долине р.Чапы при пересечении ею Немчанского грабена выше и ниже устья р.Немчаны (см. рис. 13, профиль III–III). Его базальные слои залегают на карбонатных породах огневской свиты, но контакт свит не обнажен. Смена состава пород резкая. Базальные горизонты немчанской свиты мощностью несколько десятков метров сложены бурыми и зеленоватыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами и алевролитами с железисто-карбонатным цементом. Характерны быстрые фациальные замещения по простиранию, линзоватое строение разреза. Выше залегает пачка алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями известняков (70–80 м). Еще выше содержание карбонатного материала увеличивается. Появляются ритмы (0,5–3,0 м): песчанистый известняк — карбонатный песчаник (алевролит) — аргиллит. Видимая мощность ритмично построенной толщи около 100 м.

Далее по берегам р.Чапы расположены лишь отдельные выходы немчанских отложений, разделенные осыпями и необнаженными участками. Судя по этим выходам, в средней и верхней частях свиты преобладают бескарбонатные бурые песчаники, аргиллиты и алевролиты. Для них характерны перекрестная и косая слоистость, многочисленные локальные размывы. В составе обломков, кроме кварца, нередко содержится много пород сухопитской серии, главным образом слюдястых микрокварцитов. Вблизи кровли немчанской свиты и в слоях, переходных к лебяжинской свите, наблюдается увеличение роли грубообломочного материала. Мощность стратотипического разреза немчанской свиты, определенная путем простого суммирования мощностей в отдельных обнажениях, выражается огромной цифрой — 3–5 км (Семихатов, 1962; Ханин и др., 1967; Ишков, 1970; и др.). Возможно, что истинная мощность свиты значительно меньше. Не исключено сдвигание отдельных частей ее разреза по сбросам. Возможно также, что в пределах широкого (10 км) Немчанского грабена разнотипные стратиграфические горизонты немчанской свиты с размывом залегают непосредственно на подстилающих свиту породах, а суммарная мощность немчанских отложений "растягивается" на всю ширину грабена (см. рис. 13, профиль III–III).

На юго-восток, в сторону Енашимского поперечного поднятия ширина полосы выходов красноцветов немчанской свиты в современном эрозионном срезе резко сокращается. Примерно на простирании описанного чапского разреза немчанской свиты в центральной части Глубокинского поднятия ниже устья р.Мадры немчанские красноцветы залегают в узком грабене (на сланцах удерейской свиты (R_2); их видимая мощность составляет всего 120–150 м (рис. 25).

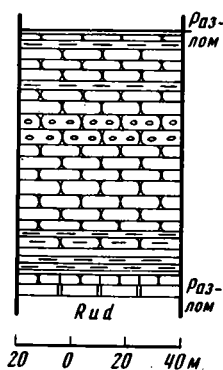


Рис. 25. Разрез немчанской свиты в Мадринском грабене (пересечение по р.Тее)
Условные обозначения см. на рис. 22

В целом отложения чингасанской серии на Глубокинском поднятии, по сравнению с отложениями во впадинах юго-западной группы, отличаются еще большей мелководностью, сокращенным стратиграфическим объемом. Следует, однако, отметить тесную структурную связь Тейской и Большелебяжинской впадин с Глубокинским поднятием. Последнее по существу является наиболее приподнятой, осложненной грабенами частью северо-восточных бортов Тейской и Большелебяжинской впадин.

Иочимская впадина. Эта впадина протягивается более чем на 100 км вдоль северо-восточного края Глубокинского поднятия, от которого она отделена линейной зоной разломов и флексур (см. рис. 10 и 13, профили I-I и III-III). В обнажениях по р.Тее выше о-ва Талого эта зона шириной 3,0-3,5 км состоит из нескольких крутых флексур и моноклиналей, осложненных продольными разломами. В тейском пересечении зоны слои подъемской свиты на протяжении 300 м падают на ССВ $10-20^\circ$ под углами $70-80^\circ$. Залегающие выше красноцветы немчанской свиты отделены от подъемских отложений разрывом. На расстоянии более 1 км пласты их падают на северо-восток под углами $30-45^\circ$. Выше южного конца о-ва Талого немчанские красноцветы согласно перекрыты лебяжинскими отложениями, слои которых на участке 300-400 м вниз по реке стоят вертикально, простираясь на СЗ 310° , а затем быстро выполаживаются. В пересечении по р.Чапе на участке резкого поворота реки к востоку (устье рч.Углового и ниже по течению) флексура выражена увеличением наклона слоев немчанских отложений с $20-30^\circ$ до $40-50^\circ$, аз.пад. СВ 40° .

К зоне флексур и разрывов приурочена узкая протяженная дайка траптов. Описанная сложная зона, вероятно, является поверхностным выражением тектонического шва, отделяющего Глубокинское поднятие от Иочимской впадины. Вторая зона ограничивает Иочимскую впадину с северо-востока и пересечена р.Теей у устья рч.Большого Парного, где она выражена резким флексурным перегибом пластов лебяжинских доломитов (см. рис.13). Ширина впадины между этими зонами не превышает 20-25 км. В структурном отношении юго-западная половина впадины представляет синклинальную, а северо-восточная - антиклинальную коробчатые складки с плоскими ядрами и крутыми, нарушенными разломами крыльями.

Иочимская впадина заполнена в основном отложениями лебяжинской свиты (см. рис. 10 и 12). Лишь по границе с Глубокинским поднятием на средний рифей налегают породы чивидинской и подъемской свит. Немчанская свита известна в юго-западной половине впадины. В обрывах долины р.Чапы выше устья рч.Таежного флишевая пачка чивидинской свиты начинается невыдержанным пластом зелено-серых конгломератов мощностью несколько дециметров. Состав конгломератов - плоская мелкая галька из подстилающих сланцев и кварцитов погоруйской свиты сухопитской серии, скрепленная темным, глинисто-слюдистым цементом. В нижней части флишевой пачки ритмичность выражена неотчетливо; преобладают массивные волнисто-слоистые карбонатные песчаники или песчаные известняки с прослоями алевропелитов. В верхней части пачки полимиктовые карбонатные песчаники, алевролиты и аргиллиты образуют отчетливые сложные ритмы мощностью 2-4 м. У кровли пачки песчаники в основаниях ритмов становятся более крупнозернистыми - до гравелитов и конгломератов. Сама кровля свиты не обнажена. Общая мощность чивидинских отложений у рч. Таежного составляет 400-500 м.

Отложения предположительно чивидинского возраста известны на северо-западном окончании Иочимской впадины, на участке разрывов, ограничивающих с севера Чернореченский горст. Здесь в обрывах долины р.Большой Черной обнажена сходная с описанной на Вороговке и Чапе конгломератовая толща мощностью 500-700 м. По аналогии с конгломератами р.Вороговки эта толща обычно относится к чивидинской свите. Обломочный материал конгломератов местный, сортировка его плохая. Б.М.Струнин (КГУ), подробно изучивший разрез конгломератовой толщи по р.Большой

Черной, подчеркивает его полиритмичное строение. По-видимому, эти несортированные образования также имеют селевое происхождение и накапливались на склоне поднятия, располагавшегося примерно на месте современного Чернореченского блока.

На юго-востоке Иочимской впадины вблизи Енашимского поднятия мощность чивидинской свиты сильно сокращается. Например, в долине р.Теи выше впадения рч.Подъем она составляет всего несколько десятков метров. В основании ее также залегают конгломераты. На чивидинских отложениях лежат красноцветные конгломераты подъемской свиты. В обрывах долины р.Теи видно, что на расстоянии 1–2 км вкрест простираения на северо-восток отложения чивидинской свиты выклиниваются, и подъемская свита трансгрессивно перекрывает образования сухопитской серии. Как и в центральной части Глубокинского поднятия, подъемская свита на р.Тее выше о-ва Талого по границе Глубокинского поднятия и Иочимской впадины представлена карбонатно-терригенной и флишовой пачками, но несколько иного состава (см. рис. 24). Разрушенные филлитовые сланцы сухопитской серии здесь перекрывает горизонт (2–3 м) бурых элювиальных конгломератов. Основная часть карбонатно-терригенной пачки (60 м) сложена чередующимися песчанистыми доломитами (карбонатными песчаниками) и более чистыми доломитами, иногда с глауконитом. Часты строматолитовые и онколитовые породы, встречаются маломощные прослойки темных аргиллитов.

Флишовая пачка (более 100 м) состоит из ритмично переслаивающихся карбонатных олигомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Встречены пласты крупнозернистых косослоистых песчаников с железисто-кремнистым цементом и песчанистые доломиты. Вверх по разрезу содержание глинистых и алевролитовых отложений уменьшается. Часто, особенно у кровли пачки, наблюдаются следы локальных переминов и осадочные брекчии. От залегающих выше немчанских красноцветов отложения флишовой пачки отделены разломом. Общая мощность подъемской свиты в обнажении выше о-ва Талого 180–200 м. По р.Чапе ниже устья рч.Таежного мощность подъемской свиты увеличивается до 350–400 м. В верхней половине разреза свиты здесь возрастает количество пластов серых доломитов. К Енашимскому поднятию и Чернореченскому горсту, вероятно, происходит полное выклинивание отложений подъемской свиты (см. рис.10).

Породы немчанской свиты распространены на поверхности преимущественно по юго-западному борту Иочимской впадины. Лучшие обнажения свиты расположены ниже устья рч. Подъем, по р.Тее. Видимый разрез немчанской свиты на этом участке начинается в 100–150 м выше основания свиты. Нижние 300–400 м этого разреза сложены бурыми и темно-сиреневыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Породы слабоизвестковистые, часты косая слоистость и внутриформационные перемины. Следующие 600–700 м разреза сложены преимущественно песчаниками и алевролитами. Породы полимиктовые и олигомиктовые, кварцевые. Много обломков рифейских слюдяных филлитов и микрокварцитов. Цемент песчаников и алевролитов преимущественно пленочный, гематитовый. Выше в описываемом разрезе немчанской свиты, как и в разрезе ее на Глубокинском поднятии по р. Чапе, постепенно увеличивается количество плохо сортированного обломочного материала. Характерны косая и перекрестная слоистость, знаки ряби на поверхности напластования песчаников. Видимая мощность немчанских отложений в обнажениях 1000–1100 м.

Разрез базальных осадочных толщ в юго-восточной части Иочимской впадины на погружении Кординской горст-антиклинали (бассейн р.Иочимо) по шурфам составлен Л.К.Качевским (КГУ). Под доломитами и известняками лебяжинской свиты на породах сухопитской серии с размытом залегает толща обломочных пород мощностью, по Л.К.Качевскому, более 1000 м. Эти отложения соответствуют немчанской, возможно, также подъемской свите. Толща состоит из базальных конгломератов с галькой и валунами подстилающих пород, красных, реже пестрых аркозовых песчаников, гравелитов и алевролитов.

В обнажениях по долинам Теи и Чапы на породах немчанской свиты с постепенными переходами залегает выдержанный горизонт мелкогалечных красноцветных конгломератов и гравелитов кварцевого состава (рис.26). Мощность горизонта меняется от 50 до 150 м. Вверх по разрезу эти грубокластические образования быстро сменяются песчаниками, а также песчанистыми доломитами. Грубообломочный



Рис. 26. Кварцевые конгломераты и грубозернистые косослоистые песчаники из базального горизонта лебяжинской свиты (р. Чапа в 2,5 км выше впадения р. Немчаны)

горизонт, песчаники и доломиты в силу их красноцветности обычно включают в состав немчанской свиты (Семихатов, 1962; геологи КГУ; Ишков, 1970; и др.). С нашей точки зрения, подошва горизонта грубообломочных пород намечает естественную верхнюю границу немчанской свиты, а сам горизонт правильнее рассматривать как базальные отложения вышележащей лебяжинской свиты нижнего кембрия. Подобные же соотношения между нижнекембрийскими и верхнерифейскими отложениями (островная свита – тасеевская серия и их аналоги) описаны в Тасеевской впадине и в Присаянье (Жарков, Советов, 1969). За пределами Иочимской впадины, например на Северо-Енисейском поднятии, отложения лебяжинской свиты трансгрессивно перекрывают породы чингасанской серии и более древние образования. Основная часть разреза лебяжинской свиты сложена светло-серыми, реже пестрыми массивными и плитчатыми доломитами и известняками. В Иочимской впадине лебяжинские отложения наиболее полно обнажены по берегам Теи ниже о-ва Талого.

Стратиграфический разрез лебяжинской свиты Иочимской впадины по р. Тее между устьями р. Оллончимо и рч. Большого Парного составлен Р.Б. Карпинским (КГУ). Приводим это описание (без базальных слоев, снизу вверх):

	Мошность, м
1. Доломиты и известняки белые, плитчатые, нередко окремненные. Породы содержат глиптоморфозы по каменной соли	250
2. Ритмично построенная пачка доломитов. Ритмы (снизу): плитчатые песчанистые доломиты – массивные и толстоплитчатые доломиты – строматолитовые доломиты с желваками яшм. Мошность ритмов колеблется от 2 до 10 м. Породы при ударе молотком издают запах сероводорода	235

3. Массивные темные и светлые кристаллические доломиты с пиритом. Запах сероводорода при ударе	115
4. Пестрые массивные и плитчатые доломиты с мощными пластами кремнистых брекчий. Содержат стяжения серых и красных яшм .	520
5. Прослой бурых песчаных известняков с глиптоморфозами по каменной соли.	5
6. Пестрые плитчатые доломиты с яшмами	71

Общая мощность лебяжинской свиты в Иочимской впадине по рекам Тее и Чапе, согласно Р.Б.Карпинскому, 1200 м.

Пестрые алевролиты, сланцы, мергели и известняки средне-верхнекембрийской эвенкийской свиты венчают стратиграфический разрез Иочимской впадины. Они согласно залегают на лебяжинских отложениях, хотя участки контактов этих свит не обнажены и соотношения их подробно не описаны. Видимая мощность эвенкийской свиты в Иочимской впадине — несколько десятков метров; северо-восточнее Иочимской впадины, в главном поле развития эвенкийских отложений их мощность достигает 600 м.

Возраст чингасанской серии и лебяжинской свиты

Трудности определения возраста пород чингасанской серии обусловлены отсутствием в составе этих древних толщ палеонтологических остатков, кроме строматолитов, онколитов и акритарх. В Тейской, Большелебяжинской и Уволжской впадинах разные свиты чингасанской серии с размывом залегают на породах сухопитской серии нижнего-среднего рифея. Не вызывает сомнений более молодой возраст чингасанских отложений по сравнению со средне-верхнерифейскими образованиями тунгусикской серии. Радиологические и палеонтологические определения возраста свит чингасанской серии помещены в табл.3. Определения онколитов, приведенные в таблице, сделаны З.А.Журавлевой, строматолитов — И.Н.Крыловым по сборам автора. В лопатинской, карьерной и чивидинской свитах находки органических остатков приурочены к верхним карбонатным пачкам свит. Многочисленные онколиты определены из отложений подъемской свиты по р.Тее. Две юдомские формы встречены в ее нижней терригенно-карбонатной пачке. Онколиты алданского яруса собраны из разных частей разреза свиты у устья рч.Глубокого и выше о-ва Талого. Строматолиты карьерной свиты, найденные у устья р.Нойбы, сходны со строматолитами из основания жербинской свиты Большого Патомы и из чичканской свиты Малого Каратау и Тянь-Шаня (верхний рифей — нижняя часть юдомского комплекса). В целом по органическим остаткам возраст чингасанской серии датируется поздним рифеем. Не исключено, что верхние горизонты серии относятся к самым низам нижнего кембрия.

Все помещенные в таблицу радиологические определения из отложений чингасанской серии получены калий-аргоновым методом, главным образом по глаукониту. По мнению Г.А.Казакова и др. (1966), основание чингасанской серии датируется возрастом 800—815 млн.лет. Цифры, характеризующие возраст карьерной свиты, получены из пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов в Уволжской впадине. Цифра 700 млн. лет относится к прослою туфопесчаников из чивидинской свиты в Большелебяжинской впадине (определения Г.А.Казакова по материалам А.И.Ишкова). Для верхней части подъемской свиты на р.Тее в 7 км выше о-ва Талого Н.И.Полевая получила 520 и 560 млн.лет (Семихатов, 1962). Другие определения из "суктаальминской" (подъемской) свиты — 635 и 645 млн. лет — опубликованы Д.И.Мусатовым (1966). Цифра 635 млн.лет получена по глаукониту из терригенно-карбонатных отложений огневской свиты в Верхневороговском грабене у р.Захребетной (определение Г.А.Казакова). В целом по всем радиологическим данным накопление чингасанских отложений происходило в интервале приблизительно 800—600 млн. лет, т.е. в конце докембрия.

Красноцветы немчанской свиты не охарактеризованы цифрами абсолютного возраста и палеонтологическими данными. В согласно перекрывающих немчанскую свиту доломитах лебяжинской свиты на р.Тее в 500 м выше подошвы свиты

Данные о возрасте чингасанской серии и лебяжинской свиты

Возраст		Свиты и их палеонтологическая характеристика	Радиометрические данные (К-Аг, млн. лет)
Верхний рифей	См ₁	Лебяжинская ¹ . <i>Bulaiaspis primus</i> Lerm.	-
	570 млн. лет	Немчанская	520, 560, 635, 645
	Юдомский комплекс	Подъемская. Онколиты: алданского яруса - <i>Osagia radiata</i> Z.Zhur., <i>Radiosus pussilus</i> Z.Zhur., <i>Radiosus acerosus</i> Z.Zhur., <i>Osagia fimbriata</i> Z.Zhur.; юдомские - <i>Volvatella vadoza</i> Z.Zhur., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z.Zhur., <i>Nubecularites antis</i> Z.Zhur.	
	700 млн. лет	Чивидинская. Онколиты юдомские: <i>Nubecularites antis</i> Z.Zhur., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z.Zhur., <i>Volvatella vadosa</i> Z.Zhur.	700
		Карьерная. Строматолиты, близкие к <i>Conophyton gaubitza</i> Kryl. (R ₃ - низ юдомского комплекса). Онколиты R ₃ : <i>Osagia grandis</i> Z.Zhur., <i>Asterosphaeroides serratus</i> Z.Zhur.	688±34, 747, 750, 756, 760, 815
		Лопатинская. Строматолиты <i>Conophyton</i> sp. (R, ближе не определены)	-

¹ Ранее на основании этой находки отложения лебяжинской свиты относились к ленскому ярусу. В последнее время установлено, что трилобиты *Bulaiaspis* характеризуют верхнюю часть алданского яруса (Репина и др., 1964).

В.Н.Григорьев (Григорьев, Репина, 1956) нашел трилобит *Bulaiaspis primus* Lerm. (определение Л.Н.Репиной), характерный для верхней части алданского яруса нижнего кембрия.

Решение вопроса о границе кембрия и докембрия на рассматриваемой территории в настоящее время может быть лишь условным. Удобно эту границу проводить в основании базальных конгломератов лебяжинской свиты, которые отмечают начало новой крупной трансгрессии.

Общие замечания

Разрезы лопатинской, карьерной, чивидинской и огневской свит чингасанской серии имеют трансгрессивное строение (особенно отчетливо - три нижних). Каждая из этих свит начинается относительно грубообломочными отложениями, в средней части представлена переслаиванием разных пород и заканчивается карбонатно-обломочными или карбонатными пачками (см. рис.14).

Немчанская свита имеет регрессивное строение. Вся чингасанская серия является сложным осадочным циклом первого порядка, начинающимся и заканчивающимся красноцветными отложениями лопатинской и немчанской свит. Регрессивная часть чингасанского осадочного цикла (немчанская свита) является редуцированной по

сравнению с его трансгрессивной частью (четыре нижние свиты). Такое строение серии отражает общую трансгрессивную направленность седиментационного процесса, которая обуславливает ряд важных черт строения и территориального распространения этих толщ. Например, несмотря на отмеченную повторяемость (полициклическость), отчетливые направленные изменения состава пород по вертикали происходят во всей нижней трансгрессивной части чингасанской серии. В низах ее преобладают кластические существенно красноцветные отложения. Они образованы устойчивыми в условиях выветривания минералами, среди которых доминирует кварц, а в составе цемента — гематит. Кроме обломков местных пород, встречаются каолинит, каолинизированные калиевые полевые шпаты, турмалин, ширкон и другие минералы, характерные для кор выветривания. По-видимому, к лопатинскому времени эти коры уже были образованы и поставляли осадочное вещество в зарождавшиеся прогибы. О незначительной транспортировке обломков свидетельствует их плохая окатанность, несортированность, прямая зависимость состава базальных горизонтов разреза от состава подстилающих пород, присутствие в обломках таких легко разрушающихся при переносе минералов, как каолинит и слюды.

Для средней части разреза чингасанской серии весьма характерно полиритмичное строение, особенно отчетливо обнаруживающееся благодаря переслаиванию разных пород — обломочных, глинистых и хемогенных. Типична полимиктовость обломочных отложений, максимальная для флиша чивидинской свиты. Состав обломков позволяет предположить, что при формировании карьерной и чивидинской свит на участках сноса размывались более глубокие горизонты кор выветривания и сами коренные породы.

В стратотипическом разрезе огневской свиты (верх трансгрессивной части чингасанского седиментационного цикла) преобладают хемогенные доломиты. Однако даже во время максимального доломитообразования седиментационный бассейн вряд ли был обширным. Доломиты огневской свиты тесно парагенетически связаны с пестрыми кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми обломочными породами не только в вертикальном разрезе, но и по простиранию. Например, в Уволжской впадине силенитовые кварцевые и полимиктовые песчаники с известковисто-железистым цементом слагают большую часть разреза огневской свиты. На северо-западе Нойбинской грабен-синклинали вблизи Крутяковской горст-антиклинали на чивидинских отложениях с размывом залегают несORTированные красные валунно-галечные конгломераты и полимиктовые песчаники, образующие обширные крупноглыбовые осыпи. Мощность этих красноцветов, соответствующих нижней части огневской свиты, — первые сотни метров. На склоне Глубокинского поднятия в Суворовской грабен-синклинали и в грабенах Енашимского поднятия огневская свита также отличается значительной пестроцветностью и повышенным содержанием обломочного материала. На Глубокинском поднятии она замещена пестроцветной карбонатно-обломочной подъемской свитой.

Тесный парагенезис с пестроцветными кварцевыми или аркозовыми мелкообломочными породами, обычно с повышенным содержанием гидроокислов железа в цементе, типичен не только для хемогенных доломитов огневской свиты, но и для горизонтов доломитов в верхних карбонатных пачках лопатинской, карьерной и чивидинской свит. Этому типу доломитов присущи значительная примесь терригенного материала, неравномерная перекристаллизация (преобладают тонкокристаллические разновидности), разнообразие структур. Нередки водорослевые образования. По свидетельству В.Н.Григорьева, М.А.Семихатова и С.Н.Серебрякова (1969), такие доломиты широко распространены в Средней Сибири. Согласно этим авторам, садка доломитов происходила при поступлении в седиментационный бассейн континентальных вод содового и углемagneйного состава. Формирование последних было связано с интенсивным выветриванием гранитоидных и метаморфических образований.

Морские доломиты и известняки лебяжинской свиты отличаются от карбонатных пород чингасанской серии широким распространением и по условиям образования являются краевыми фациями обширного морского бассейна (Архангельская и др., 1960). Они характеризуют новую стадию тектонической истории рассматриваемой области. В сходных фациях нижнекембрийские отложения известны на древней Сибирской платформе, где они входят в состав платформенного чехла.

Полициклическое строение чингасанской серии имеет важное стратиграфическое значение. Выделение свит в объеме крупных осадочных циклов является, с точки

зрения автора, самым рациональным в этих палеонтологически слабо охарактеризованных толщах. В таком объеме единицы местной стратиграфической шкалы соответствуют естественным этапам геологической истории района. Они относительно легко картируются, так как с границами свит (циклов) совпадают наиболее резкие литологические изменения пород и размывы.

Отложения чингасанской серии и нижнего кембрия распространены в двух прогибах: чингасанская серия преобладает во впадинах юго-западной группы, верхняя часть серии — нижекембрийские отложения — в Иочимской впадине. По-видимому, разделяющее их Глубокинское поднятие было морфологически выражено, начиная с чивидинского времени, так как отложения чивидинской свиты на поднятии отсутствуют, а подъемской — крайне мелководны.

Трансгрессивный характер развития верхнерифейского осадконакопления обусловил более широкое территориальное распространение верхних свит чингасанского осадочного цикла (см. рис. 4, 10). Поэтому при перемещении от участков раннего прогибания к окружающим поднятиям на метаморфизованных рифейских породах трансгрессивно залегают все более молодые свиты верхнерифейских-нижекембрийских отложений. При этом расширение седиментационного бассейна, вероятно, происходило неравномерно, как бы пульсациями. Это отражено в полиритмичном строении разрезов чингасанской серии и ее свит. Подчеркнем, что трансгрессивное залегание отложений разных свит чингасанской серии на породах рифея характерно только для периферии описанных впадин; в их центральных частях осадконакопление было непрерывным. Перерывы и несогласия в основании трансгрессивно залегающих свит скорее всего вызваны изменениями контуров седиментационного бассейна при эпейрогенных движениях. Они никак не связаны с "фазами складчатости".

При изучении трансгрессивных соотношений осадочных свит со среднерифейским фундаментом на рассматриваемой территории можно выделить соотношения двух типов:

1. В начальной стадии прогибания под континентальными образованиями лопатинской свиты древняя рифейская кора выветривания частично сохранилась или испытала лишь незначительную переработку, образовав мощную базальную красноцветную пачку лопатинской свиты.

2. При последующем быстром расширении седиментационного бассейна кора выветривания на ряде участков была полностью уничтожена; поэтому по р. Уволге у устья р. Наготы, по р. Тее выше впадения р. Курепы и в других местах уже в основании верхней карбонатной пачки лопатинской свиты базальные конгломераты залегают на "свежих" метаморфических образованиях. Еще более наглядно контакты второго типа проявлены в основании чивидинской свиты, сформировавшейся в условиях длительно существовавшего седиментационного водного бассейна. Продукты коры выветривания в основании разреза этой свиты отсутствуют, они смыты ранее. Например, по р. Тее ниже пос. Суворовского в подошве чивидинской свиты залегает лишь слой серых мелкогалечных конгломератов мощностью несколько дециметров. При налегании доломитов лебяжинской свиты на метаморфический рифей изменения состава пород происходят лишь в самых нижних слоях свиты. Контакты карьерной свиты с метаморфизованным рифеем нередко имеют как бы "промежуточный" характер (например, контакт по р. Верхней Колонке на севере Большелебяжинской впадины).

Как показано выше, к своду Центрального антиклинория, Северо-Енисейскому, Глубокинскому и Енашимскому поднятиям происходят изменения фаций, мощности и стратиграфической полноты разрезов чингасанской серии. Это доказывает, что современные положительные структуры ограничения впадин существовали и во время осадконакопления. Следовательно, несмотря на значительную переработку конседиментационных структур последующими глыбовыми движениями и глубокий эрозионный срез, древний ("байкальский") тектонический план территории северо-востока Енисейского края в общих чертах сохранился до наших дней.

Наряду с незначительными изменениями контуров осадочного бассейна наблюдается расширение границ верхнерифейской седиментации в северо-восточном направлении. Наиболее отчетливо это видно в пересечении Тейской впадины по р. Тее (см. рис. 13, профиль I-I; рис. 12, II-VII). В лопатинское время прогибание началось в южной

части современной Тейской впадины. В направлении на северо-восток, к Глубокинскому поднятию на породах сухопитской серии с размывом залегают сначала отложения карьерной свиты (Нойбинская грабен-синклиналь), затем чивидинские (Суворовская грабен-синклиналь) и подъемские (Юхталикский грабен на Глубокинском поднятии). Судя по распространению осадочных свит на поверхности, такую же резкую асимметрию можно предполагать для поперечных разрезов Иочимской и Уволжской впадин (см. рис.13, профили I—I и II—II). Асимметрия Большелебяжинской впадины выражена неотчетливо, что, возможно, связано с существованием конседиментационных поднятий не только к юго-западу (свод Центрального антиклинория), но к востоку и северо-востоку от нее (Чернореченский горст, Крутяковская горст-антиклиналь). Однако и в Большелебяжинской впадине наиболее полные стратиграфические разрезы приурочены к юго-западному борту — Верхневороговскому грабену.

Отмеченное для описанных впадин асимметричное размещение свит чингасанской серии обусловлено конседиментационным развитием крупнейшей структуры района — Центрального антиклинория и более мелких положительных структур на его северо-восточном крыле. Оно хорошо объясняет преимущественное распространение нижних свит чингасанской серии на юго-западе территории (например, полных разрезов лопатинской свиты только в Дюбошском и Верхневороговском грабенах, отчасти — в Уволжской впадине). Такие перемещения широко известны в прогибах разного возраста, особенно на позднегеосинклинальной и орогенной стадиях развития.

М.В.Муратов (1949) описал сходную направленную миграцию осадочных серий в прогибах альпийской складчатой области и предложил называть такие серии "смещенными комплексами". Возможно, в нашем случае правильнее говорить не о "смещении", а о расширении осадконакопления в северо-восточном направлении, так как накопление в Дюбошском и Верхневороговском грабенах чингасанских отложений было наиболее длительным.

С седиментационной асимметрией впадин тесно связана их структурная асимметрия. Наиболее полные и мощные стратиграфические разрезы осадочного заполнения Тейской, Большелебяжинской, Иочимской впадин приурочены к их юго-западным бортам. Последние более круты и сложно построены. В Тейской и Большелебяжинской впадинах участки наиболее раннего прогибания расположены в линейной зоне Дюбошского и Верхневороговского грабенов, принадлежащей Татарскому тектоническому шву. Та же картина — накопление отложений верхов чингасанской серии и мощных красноцветов немчанской свиты вдоль края Глубокинского поднятия в зоне флексур и разломов — наблюдается в Иочимской впадине.

В целом отложения чингасанской серии представлены красноцветной молассой, флишоидами, валунно-галечными конгломератами, своеобразными доломитами в парагенезе с обломочными красноцветами. Состав названных пород свидетельствует об образовании их за счет местных источников сноса. Большую роль, особенно в нижней части серии, играет переотложенный материал кор выветривания, снесенный с расположенных поблизости участков суши, в первую очередь с формирующегося Центрального антиклинория. Для свит и пачек чингасанской серии типичны быстрые латеральные изменения фаций и мощностей, выклинивания к окружающим впадины поднятиям. Позднерифейское осадконакопление в рассматриваемом районе характеризовалось расширением седиментации во времени, частыми перемещениями границ седиментации в связи с интенсивным формированием конседиментационных тектонических структур. По всем перечисленным признакам отложения чингасанской серии и тектонические структуры этого времени являются орогенными. Накопление орогенных толщ, по крайней мере нижних свит чингасанской серии, происходило в изолированном или полузамкнутом бассейне.

Отметим, что некоторые из высказанных соображений и выводов автора не являются строго однозначными. Фациальные изменения в практически немых верхнерифейских-нижнекембрийских породах создали немало затруднений, породили споры между геологами при определении возраста отложений на разных участках рассмотренной территории. Наличие двух доломитовых толщ — огневской (R_4) и лебяжинской ($См_1$) — привело к тому, что при геологической съемке доломиты огневской свиты нередко картируются как нижнекембрийские. Соответственно на некоторых картах (Е.И.Врублевича, В.Н.Кристина и др.) в Тейской и Большелебяжинской впадинах показаны значительные поля нижнекембрийских отложений. Такая же ошибка первоначально

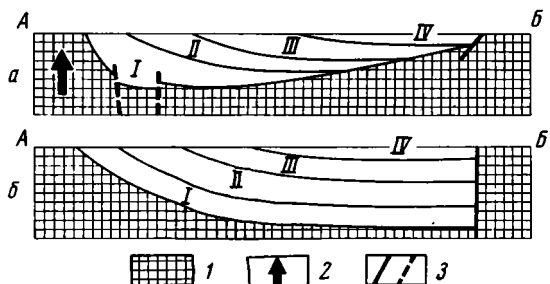


Рис. 27. Схемы поперечной структуры впадины типа Тейской (по Постельникову, 1971а)

а - правильная, б - неправильная
1 - основание впадины; 2 - область устойчивого относительного воздымания;
3 - разломы
I-IV осадочные свиты: АБ - современный эрозионный срез

была допущена и мной (Постельников, 1965). Распространено отнесение грубообломочных пачек, появляющихся на поднятиях в основании разных трансгрессивно залегающих свит, к лопатинской свите. Например, по р.Тее красноцветные отложения подъемской свиты выше о-ва Талого (край Иочимской впадины), у устьев ручьев Глубокого и Юхталика (Глубокинское поднятие) долгое время относились к лопатинской свите (Семихатов, 1962, стр. 115 и фиг. 40; Хаин и др., 1967, рис. 4; и др.). Соответственно, не мог быть сделан вывод о более позднем начале прогибания Иочимской впадины и быстрых выклиниваниях свит чингасанской серии на северо-восток.

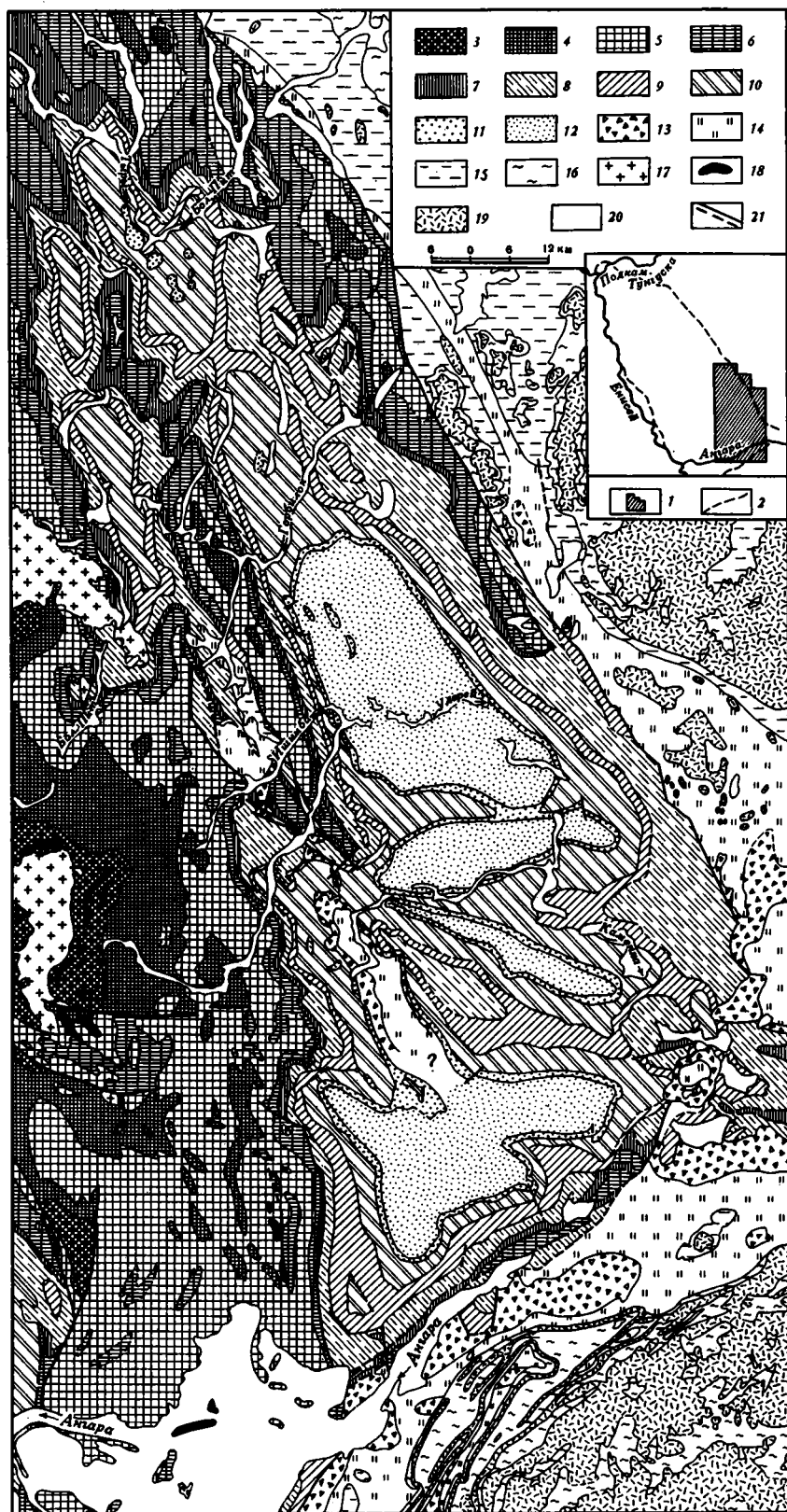
Из приведенных материалов видно, что осадконакопление в чингасанское время характеризовалось территориальной неустойчивостью, смещениями в пространстве, быстрыми выклиниваниями свит, особенно отчетливыми в северо-восточном направлении. Общие мощности отдельных свит и всей чингасанской серии, подсчитанные по выходам пластов вкрест простирания, оказываются как бы "растянутыми" по площади и не соответствуют величине вертикального прогибания конкретных участков, намного ее превышая (рис.13 и 27). Поэтому без данных бурения методически неверно изображать чингасанский седиментационный бассейн в изопакитах, суммирующих мощности пород из обнажений, разбросанных на значительных расстояниях (Семихатов, Трапезников, 1965, рис. 1; Хаин и др., 1967, рис. 4 и 5; Ишков, 1970). Особенно большие неточности при рисовке структур этим способом получаются для изопакит крупных стратиграфических подразделений.

Юго-восток Заангарской части Енисейского края

Осадочные отложения верхней части верхнего рифея и нижнего кембрия распространены в междуречье Ангара и Большого Пита (рис. 28). Площадь, занятая ими, равна 2500 км². В настоящее время геологи КГУ всю территорию юго-востока Енисейского края покрыли геологической съемкой масштаба 1:200 000, а на значительных участках (в основном в Приангарье) - масштаба 1:50 000. В западной части рассматриваемой территории находятся крупные железорудные месторождения, в силу чего она наиболее изучена детальными съемочными и разведоч-

Рис. 28. Геологическая карта юго-востока Енисейского края. Составил Е.С.Постельников. Использованы материалы А.И.Вызу, Б.Н.Горбунова, Ю.Н.Елхова, Г.И.Кириченко, Е.С.Постельникова, А.К.Рублева, М.А.Семихатова, П.П.Ситникова, Б.Е.Шелехова, Б.В.Шибистова, К.Ш.Яркаева и др.

1 - положение карты; 2 - граница Енисейского края по выходам докембрия - нижнего кембрия; 3 - пенчугинская свита тейской серии (Pt_2); 4-7 - сухопитская серия (R_{1-2}); свиты: 4 - кординская и горбилокская, 5 - удерейская, 6 - погоройская, 7 - карточки и аладынская; 8-10 - тунгусикская серия (R_{2-3}), свиты: 8 - потоскуйская, 9 - шунтарская, 10 - киргитейская; 11-12 - ослянская серия (R_{3-4}); свиты: 11 - нижнеангарская, 12 - дашкинская; 13 - терригенная толща (R_4); 14-15 - кембрий (St_{1-3}), свиты: 14 - лебяжинская (терригенно-карбонатная толща), 15 - эвенкийская; 16 - нижний, средний и верхний палеозой (О-Р); 17 - граниты; 18 - основные и ультраосновные интрузии; 19 - траппы (Р-Т); 20 - кайнозой, 21 - разломы



ными работами с применением бурения. Тематические исследования по стратиграфии, литологии и полезным ископаемым Ангара-Питского района проделаны сотрудниками КГУ, ВСЕГЕИ, ГИНА АН СССР, МГУ, Института геологии и геофизики СО АН СССР и других учреждений. Помимо упоминаемых публикаций, мной использованы многочисленные отчеты геологов Ангарской экспедиции КГУ и перечисленных организаций – А.К.Рублева, Ф.Я.Пана, Б.Н.Горбунова, А.В.Лесгафта, Ю.Н.Елхова, К.Ш.Яркаева, М.С.Смирнова, А.В.Третьякова, Н.И.Юдина, Ю.П.Казанского, Л.М.Плотникова и др. Геологию описываемого района автор изучал по рекам Большому Питу, Горбилку, Удерею, Каменке и Ангаре в 1962, 1965 и 1966 гг.

Местная стратиграфическая шкала и современный структурный план

Интересующие нас отложения верхов верхнего рифея на юго-востоке Енисейского края залегают на верхнерифейских породах Киргитейской свиты тунгусикской серии. Они объединены в осянскую серию, выделенную Г.И.Кириченко (1958) в 1956 г. Слагающие осянскую серию породы начали интенсивно изучаться в связи с открытием в 1946–1949 гг. крупных месторождений осадочных железных руд (Медведев, 1960). За эти годы при проведении геологосъемочных работ в низовьях р.Удерея, в бассейнах рек Прямой и Дашки А.К.Рублев и Ф.Я.Пан выделили терригенную нижнеангарскую и карбонатную дашкинскую свиты, составившие впоследствии осянскую серию. Это подразделение серии на две свиты общепринято и сейчас.

Отложения осянской серии достоверно известны лишь в Ангара-Питском синклинории – крупнейшей тектонической структуре восточного склона Енисейского края (рис.29). Синклинорий вытянут в юго-восточном – северо-западном направлении на расстояние более 300 км при средней ширине 50–60 км (по подошве тунгусикской серии). С запада к Ангара-Питскому синклинорию примыкает Татарская антиклиналь Панимбинского антиклинория, на юге синклинорий ограничен Верхотуровской антиклиналью, входящей в систему Приангарских широтных структур. В северном направлении Ангара-Питский синклинорий сужается, и заполняющие его отложения тунгусикской и осянской серий выклиниваются к Енашимскому поперечному поднятию. На востоке границей Ангара-Питского синклинория является часть крупного Восточного разлома, к которому кулисообразно примыкают Кординская, Анкиновская, Кожимская и другие более мелкие антиклинали, образующие в совокупности восточное крыло синклинория. На юго-востоке к Ангара-Питскому синклинорию почти под прямым углом подходит широтный Иркийский антиклинорий. Его продолжением в пределах Ангара-Питского синклинория является Каменское поперечное поднятие, выделенное автором. К югу и северу от Каменского поднятия расположены наиболее прогнутые южная и центральная "ячей" Ангара-Питского синклинория. В них отложения осянской серии имеют наибольшее распространение. Третья, самая северная "ячей" синклинория расположена в верховьях р.Большого Пита. Северная "ячей" отделена от средней Качендинским поперечным поднятием (см. рис.29).

Вдоль западного борта Ангара-Питского синклинория протягивается полоса вытянутых в северо-западном направлении антиклиналей и синклиналей, образующих в совокупности узкий прогиб и параллельное ему с востока поднятие. В пределах этой полосы, получившей название "Ишимбинской шовной зоны" (Кириченко, 1956; Семихатов, 1962)¹, часты крутые, до вертикальных, углы наклона пластов разного возраста, разрывы, складки нескольких порядков с наклонными шарнирами. Вертикальный размах тектонических структур здесь наибольший для синклинория: в ядрах антиклиналей обнажены нижние свиты сухопитской серии, а в смежных синклиналях сохранились нижнекембрийские отложения. Охарактеризуем подробнее размещение и современный тектонический план верхнерифейских-нижнекембрийских отложений Ангара-Питского синклинория.

¹ Ишимбинская зона – часть Татарского тектонического шва. Шовный характер зоны был подтвержден данными профиля ГСЗ, пересекающего ее по р.Ангаре (Крылов и др., 1967).

Самое обширное поле отложений осяннской серии площадью около 1400 км² находится в пределах средней "ячей" Ангара-Питского синклинория, между р.Горбилком на севере и р.Умангой на юге. Они сохранились здесь в Удереиской, Удоронгской и Неронгской синклиналях, разделенных узкими широтными перемычками из нижнеангарских-верхнетунгуских пород (см. рис. 29). Удереиская брахисинклиналь - крупнейшая. Ширина ее по подошве осяннской серии 17-25 км, протяженность 50 км. Особенности внутреннего строения Удереиской синклинали изображены на профиле, проведенном через ее центральную часть (рис.30). В этом пересечении отчетливо видно, что синклиналь имеет крутые крылья (углы падения 30-60°) и плоское ядро (углы падения 5-15°, до горизонтального залегания) шириной по известнякам дашкинской свиты 5-6 км. Участки выдержанного падения пластов на крыльях Удереиской синклинали чередуются с узкими (до первых метров) зонами крутых, обычно запрокинутых складок и мелких разрывов сплошности пород. Встречаются также структурные площадки с очень пологим залеганием пластов. Простирание зоны интенсивных дислокаций обычно совпадает с общим северо-северо-западным простиранием брахисинклинали.

Удоронгская и Неронгская синклинали отличаются от Удереиской своей широтной ориентировкой и большей линейностью. Углы падения пластов осяннской серии на крыльях этих синклиналей колеблются от 15-20 до 50-70°.

Большие площади занимают отложения обеих свит осяннской серии к югу от Каменского поднятия, в пределах сложной Осяннской синклинальной структуры, расположенной у пересечения меридиональной Ишимбинской зоны с широтными структурами "иркинеевского" направления (см. рис.29). Осяннская структура распадается на западную Дашкинскую, восточную Верхнеослянскую синклинали и разделяющую их Нижнеослянскую антиклиналь.

Дашкинская синклиналь принадлежит к субмеридиональным складкам Ишимбинской зоны. Строение отдельных ее частей описано Ф.Я.Паном, П.П.Ситниковым, А.И.Вызу и др. В северной части складка относительно узкая. Слагающие ее пласты песчаников, сланцев и известняков осяннской серии образуют более крутое (40-50°) западное и пологое восточное крылья синклинали. Западное крыло осложнено сбросами и крутыми взбросами, падающими на юго-запад. К югу Дашкинская синклиналь расширяется наподобие раструба. Ее южное центриклинальное окончание широкое; пласты осянских и более древних пород круто воздымаются в направлении к р.Ангаре. Центриклиналь осложнена мелкими складками с более крутыми северными крыльями у антиклиналей.

Широкая и плоская Верхнеослянская синклиналь ориентирована широтно. Углы падения пластов на ее крыльях составляют в среднем 25-40°. Нижнеослянская антиклиналь имеет северо-западное простирание. Это складка сундучной формы. Углы падения пластов на крыльях антиклинали изменяются от 10-15 до 40-50°.

К северной "ячей" Ангара-Питского синклинория, между Енашимским и Качендинским поперечными поднятиями отложения осяннской серии сохранились в виде изолированных пятен (см. рис.28). Наиболее крупное из них находится в ядре Тыринской синклинали, образованной пластами пород осяннской, тунгусикской и верхов сухопитской серий¹. Сложное строение ядра Тыринской синклинали показано на рис. 31. Более мелкие выходы пород нижнеангарской свиты известны в верховьях рек Большого Кольчугана и Малого Кольчугана, Большой Каченды, в бассейне р.Долгохты. Осяннская серия в северной "ячей" представлена только отложениями нижнеангарской свиты.

Серые известковистые сланцы и известняки дашкинской свиты также указывались Б.Н.Горбуновым на водоразделе рек Тыры - Ненчаны. Однако при последующем геологическом картировании Ю.Н.Елхов отнес эти отложения к киргитейской свите тунгусикской серии.

В пределах Ишимбинской зоны к северу от Дашкинской синклинали, на пересечении Каменского поднятия и Ишимбинской зоны расположена Могдыгайская синкли-

¹ Подробнее о морфологии тектонических структур северной части Ангара-Питского синклинория - см. К.А.Клитин и др. (1963).

ЗАПАДНОЕ КРЫЛО

ВОСТОЧНОЕ КРЫЛО

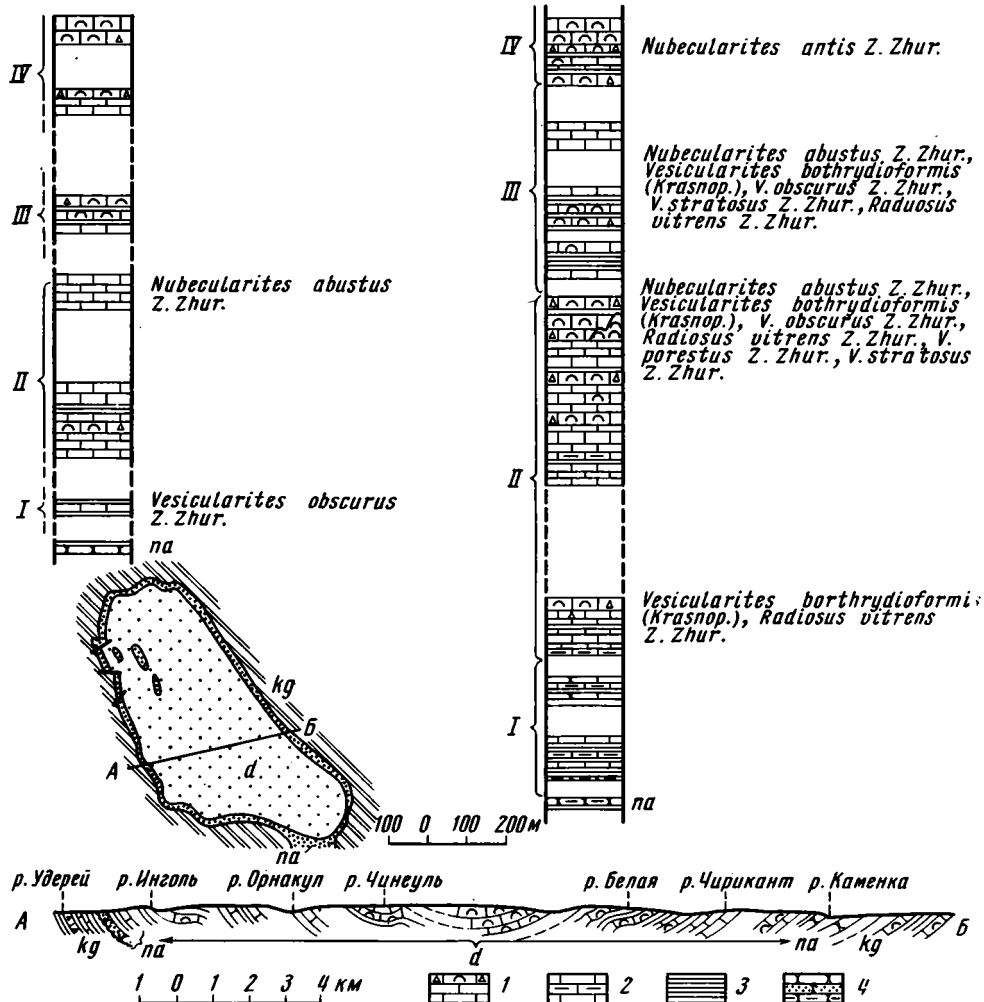


Рис. 30. Стратиграфические колонки дашкинской свиты в Удереяской синклинали и геологический разрез через синклиналь; пересечение по р. Удерею (по З.А. Журавлевой и др., 1969, с дополнениями Постельникова)

1 - массивные известняки, строматолиты, осадочные брекчии; 2 - плитчатые известняки и мергели; 3 - аргиллиты; 4 - песчаники и алевролиты

Условные обозначения к врезке см. на рис. 28

I-IV - толщи, выделенные в дашкинской свите. Свиты: kg - киргитейская, pa - нижеангарская, d - дашкинская

Ишимбинская шовная зона - единственный участок Ангаро-Питского синклинория, где палеонтологически доказаны нижнекембрийские отложения. Узкая полоса их прерывиста. Она начинается на юге Могдыгайской синклинали в верховьях р. Прямой, откуда протягивается к северу, до верховьев р. Тужимо на расстояние 70 км.

Характеристика главных стратиграфических подразделений

Нижеангарская свита лучше всего изучена на западе и севере Ангаро-Питского синклинория, где она содержит осадочные железные руды. В этих районах нижеангарская свита подразделяется на нижнюю рудоносную и верхнюю безрудную толщи (подсвиты). Граница между ними проводится по кровле последнего рудного тела и не является изохронной на разных участках.

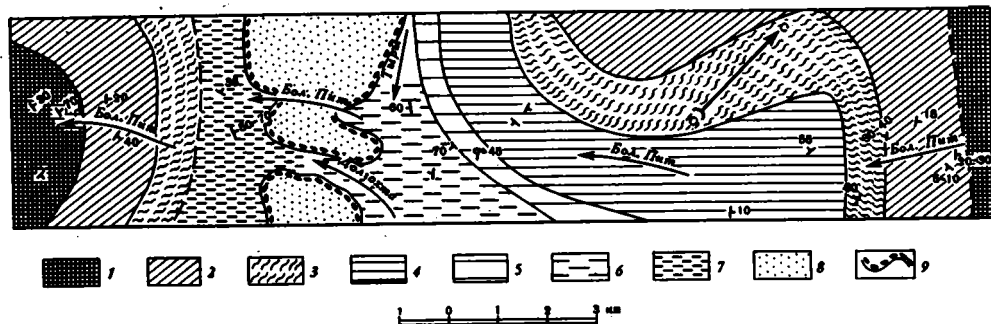


Рис. 31. Геологическая карта центральной части Тырынской синклинали. Составлена Е.С.Постельниковым по материалам Б.Н.Горбунова, Ю.Н.Елхова и собственным наблюдениям

Свиты: 1 – карточки (R_2); 2–3 – потосуйская (R_2) (2 – нижняя подсвита, 3 – верхняя подсвита); 4 – шунтарская (R_{2-3}); 5–6 – киргитейская (R_3) (5 – нижняя подсвита, 6 – верхняя подсвита); 7 – киргитейская нерасчлененная; 8 – нижнеангарская (R_{3-4}); 9 – базальные конгломераты, трансгрессивное залегание

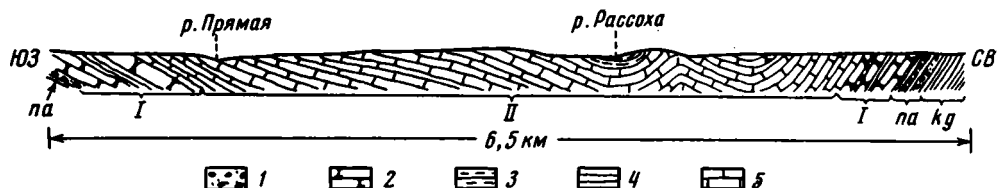


Рис. 32. Геологический разрез через южную часть Могдыгайской синклинали (по М.С.Смирнову и Б.Е.Шелехову; схематизировано)

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – известняки

Толщи: I – терригенная (R_4), II – терригенно-карбонатная ($См_1$); свиты: па – нижнеангарская, kg – киргитейская

О соотношениях нижнеангарской свиты с подстилающими отложениями на западе Ангаро-Питского синклинория известно, что они с незначительным размывом залегают на верхних горизонтах киргитейской свиты – известково-глинистых сланцах, алевролитах и известняках. Местами между нижнеангарской и киргитейской свитами возможен непрерывный переход.

Характеристику нижнеангарской свиты западного крыла Ангаро-Питского синклинория мы начнем с наиболее полных и хорошо изученных ее разрезов в пределах железорудных месторождений – Нижне-Ангарского в Дашкинской синклинали и Ишим-бинского на западном крыле Удережской синклинали (рис.33, колонки 6 и 8).

В северной части Дашкинской синклинали разрез нижнеангарской свиты начинается пачкой аргиллитов с прослоями песчаников и линзами хлорит-гематитовых руд (50 м). Эти отложения согласно, возможно, без перерыва налегают на аргиллиты киргитейской свиты. Залегающая выше собственно рудоносная толща (от нескольких десятков метров до 160 м) состоит из невыдержанных пластов и линз бурых рудных конгломератов, перемежающихся с аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками. Выше расположена мощная толща из фиолетовых, лиловых, серо-зеленых песчаников, аргиллитов и алевролитов (300–350 м; "горизонт фиолетовых пород" в рудничной геологии). В средней части толщи встречаются линзочки (5–30 см) гематитовых конгломератов и песчаников; в верхах ее в обломочных отложениях появляется карбонатный цемент и пласты известняков мощностью по 10–30 м. Общая мощность нижнеангарской свиты не превышает 600 м.

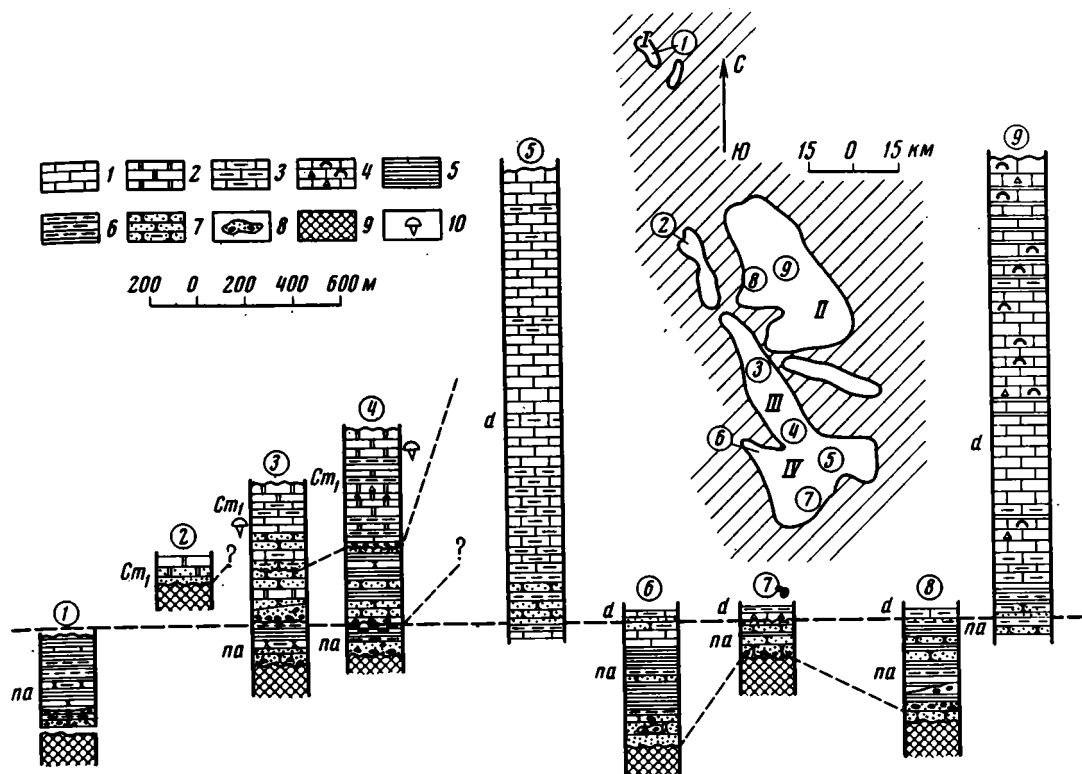


Рис. 33. Стратиграфические разрезы ослянской серии и нижнего кембрия в Ангаро-Питском синклинии

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – глинистые известняки; 4 – строматолитовые известняки и карбонатные брекчии; 5 – аргиллиты; 6 – алевролиты; 7 – песчаники; 8 – гравелиты и конгломераты; 9 – породы киргитейской свиты; 10 – трилобиты

Свиты: на – нижнеангарская, d – дашкинская. Синклинали: I – Тырынская, II – Удерейская, III – Могдыгайская, IV – Ослянская

Цифры на схеме (в кружках) указывают пространственное положение соответствующих колонок

В центральной части западного крыла Удерейской синклинали, в бассейне рек Удерей и Ишимбы нижнеангарские отложения с незначительным размывом залегают на хлорит-пиррофиллитовых сланцах киргитейской свиты. Нижняя рудоносная толща (60–100 м) начинается серыми и розовато-серыми песчаниками, местами замещенными аргиллитами (2–10 м). Выше линзы железистых конгломератов переслаиваются с песчаниками, алевролитами и сланцами. Роль сланцев и алевролитов вверх по разрезу толщи неравномерно возрастает. Верхняя безрудная часть нижнеангарской свиты (около 400 м) сложена ритмично чередующимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками, в низах фиолетовыми, в средней и верхней частях – преимущественно желтыми ("желтая пачка"), известковистыми, с пластами и линзами известняков. Согласно Н.И.Юдину (1968), эта безрудная часть разреза Ишимбинского месторождения – приблизительный стратиграфический аналог "горизонта фиолетовых пород" на севере Дашкинской синклинали¹. Общая мощность нижнеангарской свиты на западном крыле Удерейской синклинали составляет 500–550 м.

Н.Х.Белоус (1952) и Н.А.Сагитов (1962) отмечают груборитмичное строение нижнеангарской свиты. Н.Х.Белоус в составе ее рудоносного горизонта на Нижне-

¹ По мнению некоторых геологов (Сагитов, 1962; Ицков, 1970 и др.), "желтую пачку" следует относить к отложениям вышележащей дашкинской свиты. Подробнее о границе нижнеангарской и дашкинской свит см. ниже.

Ангарском месторождении выделила 11 осадочных ритмов, каждый из которых начинается грубообломочными и заканчивается мелкообломочными отложениями. Н.А. Сагитов устанавливает нижнюю границу каждого осадочного ритма по поверхности размыва в подошве пластов рудных конгломератов (рис.34). Вверх конгломераты постепенно сменяются песчаниками, над которыми залегают песчанистые аргиллиты. В кровле ритма вновь иногда присутствуют песчаники, но большей частью они размывы. Описанные ритмы образуют линзовидные тела сложных очертаний. Ближе к их границам пласты рудных конгломератов расщепляются и, выклиниваясь, замещаются песчано-глинистыми отложениями с гематитом и сидеритом.

В пределах северной "ячей" Ангаро-Питского синклиория в разрезе нижнеангарской свиты по р.Большому Питу ниже устья р.Тыры базальная зеленовато-серая пачка песчаников и алевролитов (30-50 м) без углового несогласия залегает на глинистых сланцах киргитейской свиты (см. рис.33, колонку 1). Контакт свит не обнажен. Между ними возможен постепенный переход или незначительный стратиграфический перерыв. В базальной пачке встречены отдельные пласты вишневых песчаников и гравелитов с гематитовым цементом. Выше залегают темные глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников (30-40 м). На отдельных участках (в приустьевой части р.Тыры, в верховьях р.Большого Кольчугана) на глинистых сланцах залегает пласт кварцевых песчаников, переходящих вверх в гравелитовые конгломератовые несортированные руды (3-10 м). Маломощные (1-2 м) линзы гематитовых гравелитов появляются также в следующей пачке пестрых песчаников и песчанисто-глинистых сланцев мощностью примерно 100 м. Выше в разрезе нижнеангарской свиты преобладают серые, сиреневые, зеленые глинистые сланцы с прослоями и линзами серых, бурых песчаников (150-200 м). Пачка содержит редкие линзы обломочной гематитовой руды мощностью до 1,5 м. В верхах сланцевой пачки среди зеленовато-серых глинистых сланцев содержатся прослои серых скрытокристаллических известняков. Общая видимая мощность нижнеангарской свиты в Тырынской синклинали 350-400 м.

Литолого-петрографические характеристики отложений нижнеангарской свиты в описанных стратиграфических разрезах трех "ячей" Ангаро-Питского синклиория близки. Железорудные конгломераты образуют линзы и пласты мощностью от сантиметров до 25-30 м. Длина наиболее крупных линз достигает нескольких километров. Количество пластов конгломератов уменьшаются вверх по стратиграфическому разрезу. Конгломераты - массивные, неслоистые породы. Они образованы окатанными, полуокатанными, обычно уплощенными гальками кристаллического гематита, реже хлоритовыми, хлорит-серицитовыми слодами, ожелезненными аргиллитами, кварцем. Размеры галек - от миллиметров до 1 - 2, иногда до 5 см (рис.35). Цемент гематитовый, хлорит-гематитовый. Помимо гематита, в составе галек и цемента встречается до 20-30% осадочных железистых хлоритов. Под микроскопом наблюдалось замещение железистых хлоритов гематитом.

Среди грубообломочных разностей менее распространены рудные брекчии, в обломках и цементе которых большую роль играет сидерит. Вероятно подводно-ополз-

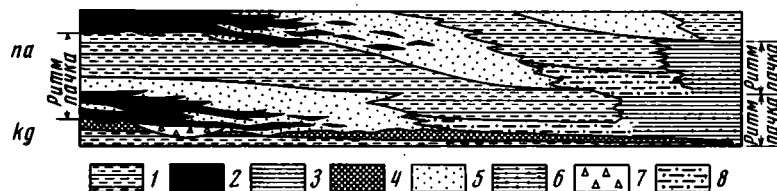
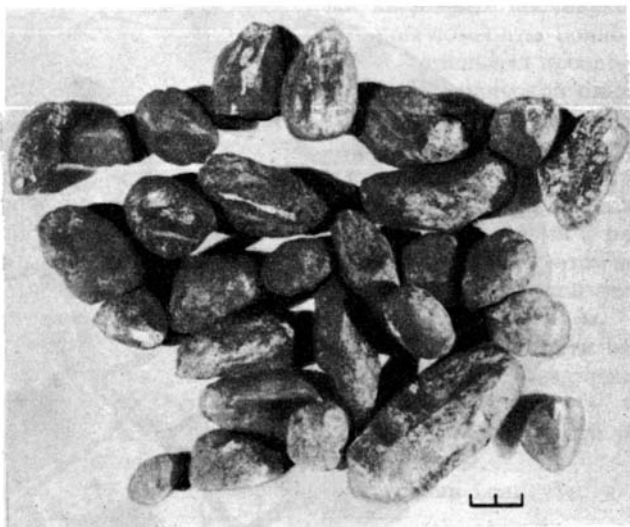


Рис. 34. Схема строения груборитмичной пачки из рудной толщи нижнеангарской свиты (по Сагитову, 1962)

1 - аргиллиты; 2 - грубообломочные гематитовые руды; 3 - глинистые сланцы; 4 - песчаники подрудного горизонта; 5 - песчаники с гематитовым цементом; 6 - глинистые сланцы сидеритонесные; 7 - сидеритовые брекчии; 8 - аргиллиты сидеритонесные

Свиты: па - нижнеангарская, kg - киргитейская

рис.35. Гальки гематита из
рудных конгломератов Нижне-
Ангарского месторождения.
фото Н.И.Юдина



новое происхождение брекчий, о чем свидетельствует текстура породы и полное отсутствие сортировки обломочного материала.

Соотношения между цементом и обломочной частью в конгломератах самые разные, но в целом вверх по разрезу наблюдается увеличение роли цемента, смена обломочных руд хемогенно-обломочными и увеличение примеси песчаного кварцевого материала.

Для базальных частей нижнеангарской свиты типичны латеральные замещения конгломератов серыми и фиолетовыми аргиллитами. Аргиллиты образуют самостоятельные пачки мощностью до 10 м и более, а также встречаются в частом ритмичном переслаивании с песчаниками и алевролитами. В состав аргиллитов, характерный также и для верхней надрудной толщи, входят хлорит, гидрослюда, окислы железа, не определяемая под микроскопом пелитовая масса. Довольно часты кристаллы хлоритоида, придающие породе зеленоватый оттенок.

Песчаники и алевролиты безрудной и рудоносной толщи кварцевые, с разнообразным железисто-слоистым (гематит, хлорит-серицит) и карбонатным (безрудная толща) цементом; иногда они содержат значительную примесь (до 10% – Ишимбинское месторождение) калиевых полевых шпатов. Встречены также обломки гематита и чешуйки слюды. Аксессуары – циркон, турмалин, рутил. Соотношения между цементом и обломочной частью в песчаниках самые разные: от базального типа цементации до коркового цемента.

Линзы и пласты известняков приурочены лишь к верхам безрудной толщи. Значительную их часть составляют строматолитовые образования.

В целом породы нижнеангарской свиты очень мелководны: на плоскостях напластования в них нередки волноприбойные знаки, в аргиллитах – трещины усыхания (рис.36).

По площади отложения нижнеангарской свиты испытывают заметные фациальные изменения. В стороны от описанных участков месторождений рудоносные конгломераты нижнеангарской свиты в значительной мере выклиниваются и разубоживаются, замещаясь песчано-глинистыми отложениями. Так, в северной части Удерейской синклинали (к северу от р.Малый Орнакул) в разрезе нижнеангарской свиты преобладают аргиллиты с хлоритоидом; главная масса окислов железа сосредоточена в цементе кварцевых песчаников, имеющих подчиненное значение. На юго-западе Удерейской синклинали, по данным В.Н.Мокрого, нижнеангарские отложения с размывом залегают на аргиллитах киргитейской свиты. Они представлены (снизу): вишневыми и песчанистыми аргиллитами с незначительными примазками и пропластками гематитовых руд, выветрелыми желтыми аргиллитами и песчаниками ("желтая пачка" Ишимбинского месторождения).

Разрезы отложений нижнеангарской свиты существенно меняются к поперечным тектоническим структурам – Каменскому поднятию и зоне Приангарских широтных

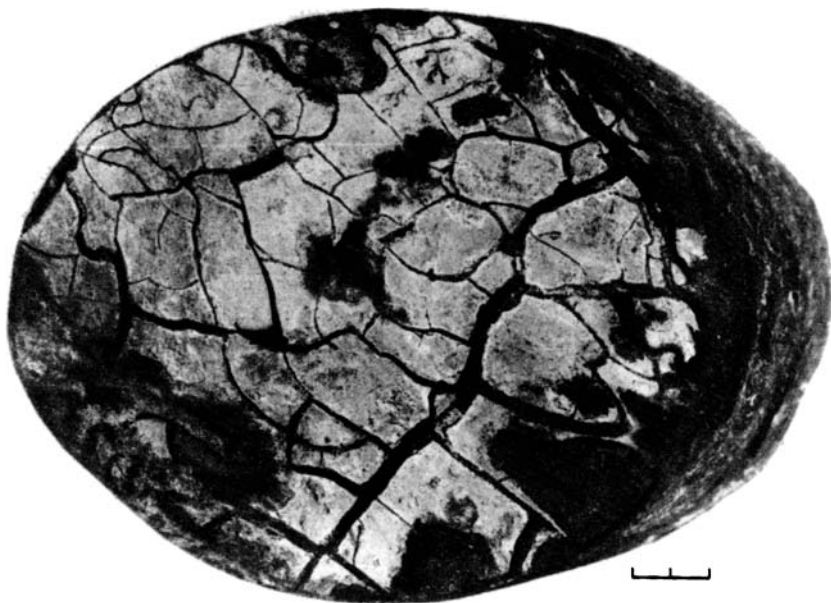


Рис. 36. Трещины усыхания в аргиллитах из надрудной толщи нижнеангарской свиты на западном крыле Удередейской синклинали. Керн. Фото Н.И.Юдина

дислокаций (рис.37). Уже в средней части Дашкинской синклинали к югу от приведенного опорного разреза нижнеангарской свиты базальная пачка аргиллитов опорного разреза выклинивается, и рудоносные конгломераты с размывом залегают непосредственно на породах киргитской свиты. Еще южнее, вдоль северного крыла Верхотуровской антиклинали, в бассейне р.Малой Дашки и восточнее нижнеангарская свита имеет мощность всего 140–170 м. По данным П.П.Ситникова, в верховьях р.Малой Дашки свита сложена фиолетовыми кварцевыми песчаниками с глинистым и кварцевым регенерационным цементом. Песчаники содержат слои и примазки глинистого вещества; многочисленны трещины усыхания. Восточнее, в среднем течении р.Большой

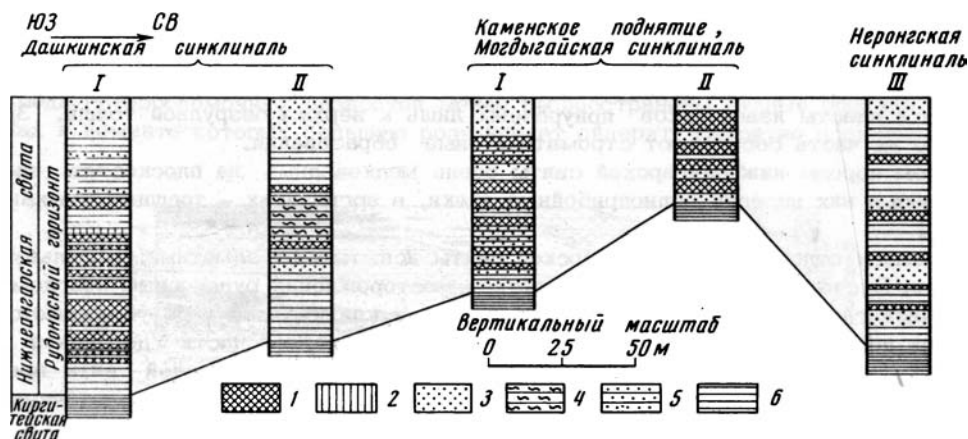


Рис. 37. Разрезы рудоносной толщи нижнеангарской свиты (по Юдину, 1968, с изменениями Постельникова)

1 - железные руды; 2 - тонкое переслаивание железных руд с аргиллитами; 3 - песчаники; 4 - глинистые алевролиты; 5 - песчаные аргиллиты; 6 - аргиллиты
I - западное крыло; II - восточное крыло; III - схематический разрез (по материалам А.К.Рублева)

Дашки в составе свиты выделяются нижняя и верхняя пачки кварцевых песчаников и разделяющая их пачка песчано-глинистых сланцев. Рудные конгломераты полностью исчезают из разреза, и окислы железа встречены лишь в отдельных прослоях песчаников, в их цементе. Еще восточнее, на южном крыле Верхнеослянской синклинали, мощность нижнеангарской свиты сокращается до 100–150 м. Свита представлена песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев.

На Каменском поперечном поднятии отложения нижнеангарской свиты распространены в Могдыгайской синклинали. Наиболее хорошо они изучены в южной половине синклинали, на участке Удоронгского железорудного месторождения. В связи с размывом мощность нижнеангарской свиты в Могдыгайской синклинали изменяется в широких пределах – от 0 на севере синклинали до 280 м в ее юго-западной части, где мощность широко распространенной рудоносной толщи достигает 50 м, обычно меньше. Строение рудоносной толщи, а также уменьшение ее мощности на Каменском поднятии (Могдыгайская синклиналь) по сравнению с соседними синклиналями видно из рис.37.

Верхняя безрудная толща нижнеангарской свиты в Могдыгайской синклинали размыта на разную глубину. Ее максимальная видимая мощность 160 м.

Разрез безрудной толщи на участке Удоронгского месторождения (снизу):

Мощность, м

- | | |
|--|--------------------|
| 1. Пачка мелко- и среднезернистых темно-серых и буроватых кварцевых песчаников с прослоями аргиллитов и редкими линзочками опесчаненных хлорит-гематитовых руд | 20–60 |
| 2. Преимущественно темные аргиллиты, иногда чередующиеся с тонкими прослоями алевролитов и песчаников | 45–80 |
| 3. Пестрые средне- и крупнозернистые кварцевые песчаники, нередко косослоистые | несколько десятков |

Размыв.

По мнению Н.И.Юдина (1968), отложения нижнеангарской свиты в Могдыгайской синклинали в целом отличаются большей мелководностью по сравнению с разрезами свиты в Дашкинской и Неронгской синклиналях.

Разрезы нижнеангарской свиты на восточных участках Ангаро-Питского синклинория плохо изучены. Но даже по имеющимся скудным данным можно судить, что отложения свиты в восточном направлении претерпевают значительные изменения. По материалам разведочных работ КГУ в средней и южной "ячейках" Ангаро-Питского синклинория в направлении на восток от железорудных месторождений происходит выклинивание пластов рудных конгломератов. Так, в южной части Удере́йской синклинали, в верховьях р.Паренды нижнеангарская свита сокращенной мощности представлена только верхами надрудной толщи: желтыми песчаниками и аргиллитами ("желтая пачка"), трансгрессивно залегающими на размытых породах киргитейской свиты.

На северо-востоке Удере́йской синклинали, в междуречье Большого Кардакана и Малого Кардакана, по данным Ю.А.Забирова и А.А.Малышева, в разрезе нижнеангарской свиты мощностью 370 м преобладают бурые, розовые, серые алевро-глинистые сланцы, алевролиты, кварцевые песчаники, в верхах с пластами гематитизированных песчаников и линзами глинистых известняков. Южнее, на восточном крыле Удере́йской синклинали в долине р.Каменки ниже впадения р.Каталанги, нижнеангарская свита сложена серыми и буроватыми кварцитовидными песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Л.М.Плотников (1958) указывает в этом обнажении несколько прослоев сидеритов мощностью 15–20 см. В аллювии р.Каменки ниже (по течению) выходов нижнеангарской свиты Л.М.Плотников обнаружил мелкие глыбы гравелитовых и песчаных гематитовых руд. К верхам нижнеангарской свиты, по-видимому, относятся породы, образующие мелкие выходы в приустьевой части рч. Ямного.

Здесь обнажаются серые комковатые неравномерно раскристаллизованные доломиты с прослоями плитчатых скрытокристаллических глинисто-карбонатных пород. В комковатых доломитах встречены строматолиты. Доломиты неравномерно обога-

шены сидеритом, выступающим на поверхности породы в виде коричнево-желтых налетов. Видимая мощность доломитов несколько метров.

В восточной части Удоронгской синклинали по р.Каменке у устья р.Бальдоги нижнеангарская свита представлена глыбами мелко- и среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов. На юго-востоке Удоронгской синклинали, в низовьях р.Удоронги, по сведениям А.К.Рублева, нижнеангарская свита сложена переслаивающимися красными, серыми и желтоватыми песчаниками, песчанистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями хлорит-гематитовых руд. Для толщи характерны трещины усыхания и волноприбойные знаки на поверхности напластования пород. Мощность более 220 м.

На восточном центриклинальном замыкании Неронгской синклинали, согласно Ю.Н.Елхову, нижнеангарская свита сложена преимущественно серыми кварцевыми песчаниками с редкими ожелезненными прослоями.

В северо-восточной части Ослянской синклинали структуры (северное крыло Верхнеослянской синклинали) на водоразделе рек Мокрой и Сухой, по данным М.С.Смирнова, разрез нижнеангарской свиты начинается мелкозернистыми лиловато-серыми и бурыми песчаниками с невыдержанными прослоями серых алевролитов и аргиллитов. В этих отложениях содержатся маломощные линзы гематитовых руд, быстро исчезающие на восток, к р.Сухой. Верхняя часть нижнеангарской свиты - серые и розоватые кварцевые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов. В последних многочисленны трещины усыхания. Мощность нижнеангарской свиты около 250 м.

В целом для восточных частей перечисленных структур центральных районов Ангара-Питского синклинория принято считать, что в составе нижнеангарской свиты преобладают кварцевые песчаники, а железные руды почти полностью отсутствуют. Мощность свиты по сравнению с западными разрезами сокращается с 500-600 м на западе до 200-400 м (Юдин, 1968; и др.). Следует, однако, учесть, что большая часть приведенных описаний восточных разрезов сделана по делювиальным глыбовым развалам, где твердые песчаники сохраняются лучше всего.

Достоверных сведений о соотношениях нижнеангарской свиты и подстилающих киргитских пород верхнего рифея для восточных разрезов Ангара-Питского синклинория не имеется. В связи с этим вопрос о стратиграфических соотношениях западных и восточных разрезов нижнеангарской свиты в Ангара-Питском синклинории спорен. Н.А.Сагитов (1962) считает, что на восточном крыле Ангара-Питского синклинория отложения нижнеангарской свиты залегают на подстилающих породах киргитской свиты без признаков размыва. Другое мнение высказал Н.И.Юдин (1968), который, ссылаясь на отсутствие в восточных разрезах нижнеангарской свиты рудоносного горизонта, сопоставляет эти разрезы (восточных крыльев и центриклинальных окончаний Удереиской, Удоронгской, Неронгской и Верхнеослянской синклиналей) с верхней (безрудной) частью свиты западных разрезов. Нижняя часть свиты, соответствующая рудоносному горизонту западных разрезов, по мнению Н.И.Юдина, на востоке синклинория отсутствует. Плохая обнаженность не позволяет решить этот вопрос однозначно.

Отложения нижнеангарской свиты вверх постепенно сменяются отложениями дашкинской свиты, заполняющими синклинали в средней и южной "ячеях" Ангара-Питского синклинория (см. рис. 28). Наиболее часто (Юдин, 1968 и др.) граница между нижнеангарской и дашкинской свитами условно проводится по появлению в разрезе значительного количества пластов известняков. Этот признак принят и в данной работе. Однако существует мнение (Сагитов, 1962; и др.) о необходимости включать в состав дашкинской свиты также "желтую пачку" аргиллитов, мергелей, песчаников и алевролитов. С точки зрения автора, такое расширение дашкинской свиты будет правомерным, если удастся доказать, что именно с обломочных пород "желтой пачки" начинается крупный осадочный цикл, включающий карбонатные дашкинские породы. Пока вопрос остается спорным.

Рассмотрение дашкинской свиты мы начнем с описания ее наиболее изученного опорного разреза в центральной части Удереиской синклинали, составленного по обнажениям вдоль р.Удерея (см. рис.30). В этом разрезе дашкинской свиты автором выделены четыре толщи, связанные постепенными переходами (З.А.Журавлева и др., 1969). Из-за недостаточной обнаженности мощности этих толщ определены приблизительно. Базальные слои разреза не обнажены.



Рис. 38. Характер переслаивания известняков и аргиллитов в известняково-сланцевой толще (восточное крыло Удере́йской синклинали, р.Каменка в 3,5 км ниже впадения р.Удерея)

1. В видимом основании дашкинской свиты выделяется известняково-сланцевая толща, которая состоит из переслаивающихся темно-серых и черных глинистых известняков, мергелей, аргиллитов, реже алевролитов и мелкозернистых песчаников. Преобладают глинистые известняки и карбонатно-глинистые сланцы. Известняки криптозернистые, с раковистым изломом. Они раскалываются на плитки толщиной от 1-2 до 10-15, редко до 20 см. Текстура известняков неслоистая, горизонтально- и волнистослоистая. Слоистость обусловлена неравномерным распределением глинистого и алевроитового вещества в породе. В более массивных разностях встречены редкие невыдержанные линзы внутриформационных брекчий. Аргиллиты, реже алевролиты образуют прослойки толщиной от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Глинистое вещество гидрослюдистого или хлорит-гидрослюдистого состава. Встречены хлорит-серицитовые сланцы с многочисленными иголочками рутила. Содержание кальцита в сланцах достигает 20% (Казанский, 1966). Алевроитовый материал преимущественно кварцевый; меньше полевых шпатов и слюд. Известняки и аргиллиты переслаиваются, образуя прослойки мощностью от нескольких сантиметров до 10-20 см (рис.38). Границы между прослоями четкие, без постепенных переходов. Распределение глинистого и карбонатно-глинистого материала в разрезах толщи неравномерное. В больших речных обрывах рельефно выделяются чередующиеся темные и более светлые пачки пород мощностью до нескольких метров. В них преобладают то глинистые разности, то известняки. В преимущественно аргиллитовых пачках известняки нередко залегают в виде цепочки линз размером каждая от 2-4 до 20-30 см. Линзы обтекаются более тонкоплитчатым глинистым материалом и по форме напоминают будины. Вероятно, они образовались уже в процессе диагенеза осадка. В целом количество карбонатного материала возрастает вверх по разрезу толщи, что выражается в уменьшении мощности аргиллитовых прослоев и в увеличении числа и толщины пластов известняков, вплоть до полного исчезновения глинистых сланцев из разреза. Мощность описанной толщи 250-300 м.

Приведенная характеристика нижней известняково-сланцевой толщи дашкинской свиты относится к восточному крылу Удере́йской синклинали и составлена по разрозненным обнажениям в низовье Удерея и по берегам р.Каменки от устья Удерея до впадения рч.Ямного.

На западном крыле Удере́йской синклинали породы известняково-сланцевой толщи обнажены значительно хуже. Осыпи черных плитчатых известняков и тонкоплитчатых

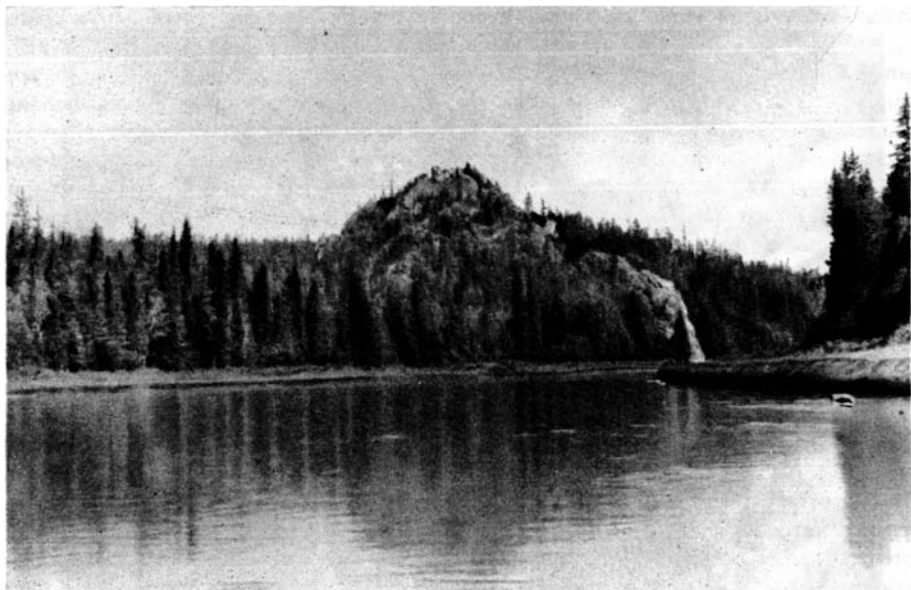


Рис. 39. Строматолитовый риф на восточном центриклинальном окончании Удоронгской синклинали; нижняя известняковая толща

появляется третий член ритмичного переслаивания – темные глинисто-известковистые сланцы, иногда известковистые алевролиты с микроскопической вкрапленностью гематита, пирита и с сидеритом в цементе. Отдельные ритмы имеют такое строение (снизу, рис. 40, II):

1. Листоватые глинистые сланцы и алевролиты мощностью от первых сантиметров до нескольких дециметров, редко до 1,0 м.
2. Тонкоплитчатые глинистые известняки со значительной примесью кварцевого и полевошпатового материала алевролитовой размерности. Мощность в среднем 50–70 см.
3. Массивные известняки мощностью 0,5–1,0 м.

Мощности ритмов колеблются от 1,0 до 2,0 м. Наиболее непостоянны по составу и мощностям нижние члены ритмов. Переслаивание имеет флишевый характер: описанные разновидности пород в пределах ритма связаны постепенными переходами; границы между ритмами резкие. Такие ритмы наиболее хорошо видны в обрыве левого берега Удеря в 0,7–1,0 км выше устья р.Белой, где в непрерывном обнажении прослежено 15 ритмов. Верхние члены ритмов – массивные известняки – содержат строматолиты и онколиты.

По сведениям Ю.П.Казанского, в разрезах флишеидной толщи наблюдается также ритмичность более крупного порядка, выражающаяся в появлении в разрезе через каждые 30–50 м мощных пластов слоистого известняка.

В верхах флишеидной толщи глинистые сланцы вновь почти исчезают из разреза; ритмов; их место занимают черные слоистые известняки и мергели, выше постепенно сменяющиеся вторым членом ритма – более массивными и чистыми серыми известняками (рис. 40, III). Мощность таких пластов ("ритмов") – 0,1–0,2 м (р.Удерей в 1,5 км выше впадения р.Белой). Общая мощность флишеидной толщи на восточном крыле Удерейской синклинали составляет 200–300 м.

На западном крыле синклинали возможные аналоги флишеидной толщи обнажены в вершине крутой петли Удеря выше устья р.Чинеуль. Здесь можно наблюдать переслаивание пачек тонкоплитчатых темных известняков и известковисто-глинистых сланцев и алевролитов мощностью каждая по несколько метров. Эти пачки разделены прослоями толстоплитчатых косослоистых известняков и листоватых сланцев примерно той же мощности. В толстоплитчатых известняках нередко строматолито-

аргиллитов наблюдались в долине Удерей напротив устья р.Ишимбы. В известняках из осыпи содержатся онколиты¹. В верхней части толщи, в известняках у устья р.Инголь встречены строматолиты плохой сохранности.

II. Известняково-сланцевая толща вверх по стратиграфическому разрезу сменяется нижней известняковой толщей, сложенной переслаивающимися массивными и плитчатыми известняками. На восточном крыле Удерейской синклинали нижние горизонты толщи обнажены по р.Удерей в 1,5–2 км ниже устья р.Чирикант и по левобережью Каменки в нескольких километрах ниже и выше устья р.Паренды. Это темно-серые толстоплитчатые и массивные известняки со слоями мощностью от 10 см до 1–2 м. Известняки мелкозернистые, зерна кальцита имеют алевритовую размерность. Встречаются мелкие кварцевые зерна. Текстуры в плитчатых разностях горизонтально-, волнисто- и косослоистые. Более массивные разности – волнистослоистые и неслоистые, с линзами и прослойками оолитовых и строматолитовых известняков. Нередко породы с разной текстурой быстро сменяют одна другую по простиранию. На поверхностях напластования у массивных разностей довольно часты своеобразные, причудливо изогнутые линзовидные знаки длиной от 1–2 до 10 см. Похожие образования были установлены К.Л. и М.А.Фентонами в слоях серии Белт Северной Америки и описаны как “неполные трещины усыхания” (Атлас..., 1962, табл.33). В дашкинской свите они недавно отмечены Ю.П.Казанским (1966). Трещины выполнены очень мелкокристаллическим кальцитом. В массивных разностях известняков встречены онколиты, катаграфии и строматолиты, нередко в ассоциации с мелкообломочными брекчиями.

Мощность описанной части разреза нижней известняковой толщи 150 м.

Верхняя часть разреза известняковой толщи (400–500 м) отделена от описанной необнаженным участком, вероятно, соответствующим по мощности нескольким сотням метров разреза. Лучшие обнажения верхов толщи расположены по берегам Удерей, между устьями рек Чириканта и Белой. Здесь обнажаются переслаивающиеся толстоплитчатые и массивные известняки (пласты толщиной от 0,1–0,2 до 1–2 м) темно-серые, криптозернистые. Как и в низах толщи, наблюдается большое разнообразие текстур: неслоистые массивные, тонко-горизонтальнослоистые, волнисто- и косослоистые, онколитовые, строматолитовые. Встречаются линзы мелкообломочных осадочных брекчий. Слоистость разных типов породы обусловлена неравномерной обогащенностью породы мелкими неокатанными зернами кварца, полевых шпатов, в меньшей степени примесью глинистого вещества и рудной (гематит?) пыли. Встречены отдельные мелкие пластики более светлых серых кварцевых алевролитов с карбонатным цементом и темных тонкоплитчатых глинисто-карбонатных сланцев. Характерным для верхов нижней известняковой толщи является обилие строматолитовых и онколитовых пород.

На западном крыле Удерейской синклинали по левобережью р.Удерей в 2 и 4 км ниже устья р.Ишимбы обнажены лишь отдельные пачки из верхней половины разреза нижней известняковой толщи. Это толстоплитчатые, большей частью волнистослоистые известняки с большим количеством строматолитов и связанных с разрушением строматолитовых построек осадочных брекчий. Строматолиты залегают в виде обособленных внутрипластовых тел – биогермов, напоминающих по форме линзы и кочки. Размеры таких биогермов – от дециметров до нескольких метров. В иных структурных условиях, на восточном центриклинальном окончании Удоронгской синклинали строматолиты из нижней известняковой толщи образуют своеобразный риф – резко выраженную в рельефе сопку высотой 50–60 м над уровнем р.Каменки (рис.39).

III. Флишиодная толща с подстилающими массивными известняками связана постепенными переходами – пачкой из ритмичного переслаивания толстоплитчатых (мощностью 0,3–0,5 м) волнистослоистых и тонкоплитчатых (мощность плиток первые сантиметры) известняков (рис.40, I). Эта верхняя пачка известняковой толщи обнажена у устьев рек Белой и Орнакул. В известняках пачки у устья р.Орнакул содержатся многочисленные *Nubecularites abustus* Z.Zhur. Выше в собственно флишиодной толще

¹ Приведенные в этом разделе формы онколитов из отложений дашкинской свиты определены З.А.Журавлевой, строматолитов – И.Н.Крыловым. Сборы И.Н.Крылова и Е.С.Постельникова. Названия форм онколитов см. на рис. 30.

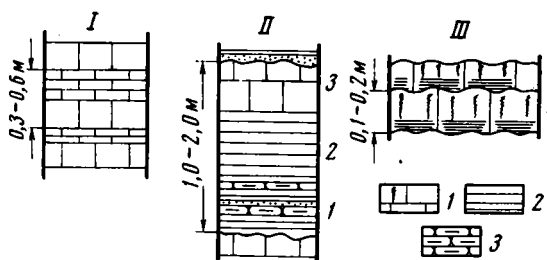


Рис. 40. Характер переслаивания пород в верхах нижней известняковой толщи (I) и во флишеидной толще (II-III) дашкинской свиты

1 - известняки, частично кливажированные; 2 - глинистые сланцы; 3 - алевролиты

Цифры на рисунке соответствуют номерам описаний в тексте

вые биогермы, в центральных частях которых встречены *Gymnosolen confragosus* Semikh. Мощность обнаженной части разреза 80-100 м.

IV. Выше флишеидной известковисто-глинистой толщи залегает верхняя известняковая толща. В ее основании выделяется пачка плитчатых и массивных крайне мелководных известняков. Для них характерно большое разнообразие и непостоянство текстур, в том числе сложные "завихрения" слоистости, брекчированность, а для отдельных прослоев - передробленность конседиментационного характера. Многочисленны трещины усыхания на поверхности напластования известняков. Часто встречаются биогермы строматолитов и онколиты. Лучше всего породы пачки обнажены на левом берегу Удерей в 4 км ниже устья р. Чинеуль. Мощность разреза в этом обнажении около 100 м.

Верхняя часть известняковой толщи в центре Удерейской синклинали сложена толсто-пластовыми (0,5-0,7 м) темными известняками с массивной, иногда волнисто-слоистой текстурой. Характерны неровные поверхности напластования. Нередки внутрипластовые линзовидные биогермы строматолитов длиной от десятков сантиметров до нескольких метров¹. Известняки мелкообломочные. Среди основной массы кальцитовых и сидеритовых зерен алевроитовой размерности встречены более крупные обломки неправильной формы, состоящие, в свою очередь, из очень мелких кристалликов карбонатного материала, возможно, хемогенного происхождения. Имеется много мелких обломков гематита.

Видимая мощность массивных известняков верхней части разреза дашкинской свиты несколько десятков метров.

Суммарная видимая мощность отложений дашкинской свиты в Удерейской синклинали 1,5-2,0 км.

Сравнение разрезов дашкинских отложений на западном и восточном крыльях Удерейской синклинали показывает некоторое увеличение количества глинистых сланцев в разрезе восточного крыла. По-видимому, это свидетельствует об относительной глубоководности восточной части бассейна в дашкинское время. В этом же направлении несколько увеличивается общая мощность дашкинских известняков (см. рис. 30, колонки). Однако не исключено, что увеличение мощности пород ("дашкинского облика" на восточном крыле Удерейской синклинали обусловлено тем, что верхние горизонты нижнеангарской свиты к востоку частично фациально замещаются известняками и карбонатными сланцами, похожими на дашкинские.

Глинисто-карбонатные фации дашкинской свиты, сходные с описанными в Удерейском разрезе, широко распространены также и в других синклиналях центральной части Ангаро-Питского синклинория. Например, в Дашкинской синклинали дашкинская свита сложена темно-серыми, серыми известняками, мергелями и доломитами. Ее видимая мощность примерно 1500 м. В южной части Ослянской синклинальной структуры, по сведениям Б.В. Шибистова, дашкинская свита сложена темно-серыми и серыми известняками, мергелями, в низах песчаниками. Интересно отметить, что на склоне Верхотуровской антиклинали в основании дашкинской свиты (включая "желтую пачку") Н.А. Сагитов (1962) описал конгломератовидные известняки и предположил локальный размыв между дашкинской и нижнеангарской свитами на этом поднятии.

Несмотря на существующие довольно детальные описания разрезов дашкинской свиты, в целом изученность этих отложений на площади всего Ангаро-Питского синк-

¹ К сожалению, определениями этих строматолитов автор не располагает.

линория недостаточна, чтобы дать общую картину ее фашиальных изменений или с уверенностью наметить границы седиментационного бассейна дашкинского времени.

Для решения этих вопросов особенно важно проследить такие изменения в краевых частях Ангаро-Питского синклинария, на склонах ограничивающих его крупных положительных структур. Рассмотрим в связи с этим разрезы посленижнеангарских отложений Ишимбинской зоны, прежде всего - Могдыгайской синклинали. В последней с размывом на нижнеангарских отложениях залегает толща пестроцветных терригенных пород, в свою очередь, перекрывающая терригенно-карбонатной толщей с трилобитами нижнего кембрия. В южной части синклинали разрез терригенной толщи описан по данным бурения на водоразделе рек Прямой и Рассохи (материалы Б.Е.Шелехова и др.). Здесь на породах нижнеангарской свиты с размывом залегают (снизу):

Мощность, м

1. Пачка бурых грубозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, в нижней части конгломератов, в верхах алевролитов. 75
 2. Пачка глинистых сланцев и алевролитов с прослоями известняков и песчаников 128
 3. Пачка среднезернистых красных кварцевых песчаников. около 30
- Мощность всей терригенной толщи примерно 230 м.

В северном направлении терригенная толща трансгрессивно налегает на разновозрастные древние образования - от нижнеангарских до погорюйских (R_2 ; см. рис. 28). В этом же направлении состав ее становится более грубообломочным, а мощность неравномерно сокращается до полного выклинивания в междуречье Ишимбы - Тужимо. Однако отмеченное трехчленное строение терригенной толщи, по-видимому, сохраняется. Так, в северной части Могдыгайской синклинали и еще севернее (бассейны рек Удоронги, Удеря и Ишимбы), по данным К.Ш.Яркаева и других геологов-съемщиков, терригенная толща имеет следующий разрез (схематизировано, снизу):

Мощность, м

1. Пачка конгломератов, гравелитов и песчаников с прослоями (1-3 м) аргиллитов. Преобладают красные и бурые цвета пород. Конгломераты и гравелиты состоят из хорошо окатанных галек (2-8 см) кварцитов, кварца, гематита и подстилающих пород. Цемент конгломератов железистый, песчано-глинистый. Песчаники разнозернистые, полевошпат-кварцевые, слюдистые, с железисто-глинистым цементом. Аргиллиты слюдяные 80
 2. Пачка - зелено-серые, красные, желтовато-серые разнокристаллические доломитизированные известняки, нередко окварцованные 30
 3. Пачка - кирпично-красные среднезернистые полимиктовые и полевошпат-кварцевые песчаники со слюдистым железисто-глинистым цементом. Преобладают полуокатанные обломки кварца, кварцитов, полевых шпатов 90
- Мощность терригенной толщи меняется, достигая 200 м.

Вопрос о стратиграфических соотношениях терригенной толщи и дашкинской свиты спорен. Широко распространено мнение, что терригенная толща Могдыгайской синклинали трансгрессивно перекрывает дашкинскую свиту. Такая точка зрения отражена, например, в легенде геологических карт на эту территорию. Однако имеющийся фактический материал не позволяет принять сообщенное мнение как однозначное. Участок южного замыкания Могдыгайской синклинали, на котором этот вопрос может быть решен, обнажен плохо. Налегание терригенной толщи на кровлю дашкинской свиты здесь нигде не наблюдалось; соотношения дашкинских известняков и обломочных пород толщи в коренных выходах не описаны. По данным Б.Е.Шелехова и М.С.Смирнова, в нескольких километрах севернее южной границы распространения красноцветов по линиям картировочных шурфов и в скважине установлено залегание их непосредственно на нижнеангарских рудоносных отложениях мощностью всего 100 м. Дашкинские известняки

здесь отсутствуют. В 10–15 км южнее, в Дашкинской синклинали дашкинские карбонатные отложения достигают значительной мощности. Большую роль в составе терригенной толщи играют глинистые сланцы и алевролиты. В общей структуре рассматриваемого района вся полоса пестроцветных отложений толщи занимает положение между Ангаро–Питским синклинорием и Татарской антиклиналью, оконтуривая на расстоянии 8–10 км с запада участки современного распространения дашкинских известняков (см. рис.28).

Учитывая приведенные ниже данные о юдомском возрасте дашкинской свиты и вероятном возрасте пестроцветной терригенной толщи, можно предположить быстрое латеральное замещение дашкинских известняков пестроцветами в сторону развивающегося антиклинория. Они маркируют положение древней береговой линии крайне мелководного бассейна дашкинского времени. В основании пестроцветных отложений появляется перерыв. Такие же замещения возможны от Дашкинской синклинали в северном направлении в связи с общим воздыманием структур Ангаро–Питского синклинория к северу. Косвенно в пользу этого предположения говорит то, что подстилающие нижнеангарские отложения в Могдыгайской синклинали мелководнее и маломощнее, чем за ее пределами – на севере Дашкинской синклинали и в средней “ячее” Ангаро–Питского синклинория. Для окончательного решения вопроса необходимы прямые факты о соотношениях терригенной толщи с отложениями дашкинской свиты.

Верхняя терригенно–карбонатная толща в пределах Ишимбинской шовной зоны распространена шире терригенной (см. рис.28). Отложения терригенно–карбонатной толщи образуют прерывистую полосу протяженностью около 70 км. Они заполняют центральную часть Могдыгайской синклинали и протягиваются севернее до верховьев р.Тужимо. В южной и средней частях полосы эти отложения согласно, но с конгломератами в основании залегают на описанной терригенной толще, а на севере трансгрессивно перекрывают разные свиты сухопитской и тунгусикской серий рифея.

На юге Могдыгайской синклинали по керну из уже упоминавшейся скважины на водоразделе рек Прямой и Рассохи установлен следующий разрез (снизу) терригенно–карбонатной толщи (Советов, 1968):

	Мощность, м
1. Конгломераты среднегалечные, с галькой из кварца, кварцитов, красноцветных песчано–алевритовых пород	20
2. Песчаники розово–красные, кварцевые, мелкозернистые, с карбонатным цементом. В верхах – вишневые алевролиты	41,4
3. Алевролит–доломитовая пестроцветная пачка. Преобладают серые доломиты в виде пластов по 0,5–1,0 м. Вверху и внизу с доломитами ассоциируют свои массивных темно–вишневых алевролитов, реже – мелкозернистых песчаников	84
4. Доломиты, внизу брекчированные (12 м). Выше – пласт темно–серого и серого массивного доломита (10 м). Средняя часть пачки – тонкое переслаивание коричнево–серого и палево–серого мелкокристаллического доломита с алевролитом–слоистым желтовато–серым доломитом (23 м). В верхах пачки залегают массивные светлые доломиты (24,5)	69,5
5. Пачка брекчий. Преобладают серые доломитовые брекчии с прослоями вишнево–красного алевролита, цементирующего доломитовые обломки. Верхние 14 м пачки – рыхлые глинистые зелено–серые доломиты, серые ангидриты, красные алевролиты. Цемент этих пород – алевролит, доломит, гипс	68,1
6. Алевролит–доломитовая пачка. Пласты доломитов чередуются с красными алевролитами, реже – с песчаниками. В верхах пачки в доломите М.А.Жарков нашел остатки трилобитов	118,5
7. Доломиты светлые, массивные однородные	108
Общая мощность терригенно–карбонатной толщи 515 м.	

Терригенно–карбонатная толща к северу от Могдыгайской синклинали (верховья р.Тужимо, по левым притокам р.Ишимбы), согласно К.Ш.Яркаеву и А.И.Вызу, имеет трехчленный разрез (по шурфам, снизу):

1. Пачка известняков и доломитов. Известняки серые, мелко- и скры-
токристаллические, глинистые, с примесью кварцевых зерен, от-
дельные прослои окремнены. Доломиты мелко-, среднекристали-
ческие, лиловые, фиолетовые, кавернозные около 100
2. Пестроцветная пачка - переслаивание известняково-слистистых ар-
гиллитов, мергелей, полевошпат-кварцевых песчаников и извест-
няков 110-120
3. Пачка серых, желтоватых, розовых глинистых известняков и доло-
митов, частично брекчированных 180-200

Общая видимая мощность терригенно-карбонатной толщи в Ишимбинской шовной зоне колеблется от 500 м на юге Могдыгайской синклинали до полного выклинива-
ния на севере.

Возраст осланской серии, терригенной и терригенно-карбонатной толщ

Определение возраста осланской серии затруднительно по нескольким причинам. Эти отложения на большей части территории с размывом залегают на подстилающих образованиях; они перекрыты только молодыми наносами. В породах серии не встре-
чено глауконита, они не прорваны сколько-нибудь значительными магматическими
телами. Поэтому нет данных об их абсолютном возрасте. Плохая обнаженность уча-
стков распространения осланских отложений не позволяет подробно проследить по
площади их фациальные изменения и сопоставить стратотипические разрезы серии с
возможными фациальными аналогами в соседних районах. Этим объясняется сущест-
вование противоречивых мнений об отнесении осланской серии к разным подразде-
лениям верхнего докембрия или даже к нижнему кембрию (Щукина, Петров, 1936;
Волобуев, Зыков и др., 1964; Семихатов, 1962; и др.).

В пределах Ангара-Питского синклинория выделяются нижнеангарская и дашкин-
ская свиты, терригенная и терригенно-карбонатная толщи. Рассмотрим имеющиеся
данные о возрасте этих подразделений.

Летом 1965 г. Н.П.Херасковым, И.Н.Крыловым и автором были изучены разре-
зы осланской серии по рекам Удерею и Каменке и сделаны послонные сборы органи-
ческих остатков. Наибольший интерес представляют окаменелости из пород дашкин-
ской свиты, содержащих многочисленные горизонты с онколитами и строматолита-
ми. Полученные определения приведены выше, на рис. 30 и при описании опорного
разреза дашкинской свиты по р.Удерею. По заключению З.А.Журавлевой, онколиты
из дашкинской свиты соответствуют онколитах из нижнего, среднего и верхнего под-
комплексов юдомского комплекса. И.Н.Крылов считает, что среди строматолитов дашкин-
ской свиты наиболее характерна форма, близкая к *Gymnosolen confragosus* Semikh. Эти
столбчатые и связанные с ними желвакоподобные и пластовые строматолиты на Енисей-
ском крае появляются в "дадыктинской свите" (верхняя часть киргитейской свиты). Воо-
ще *G. confragosus* известны только из верхних горизонтов докембрия, не ниже верх-
него рифея. На Енисейском крае слои с этими строматолитами залегают выше до-
ломитов "свиты Серого ключа", нижняя часть которых включает строматолиты кир-
гитейской свиты *Munjaria uralica* Krgl. - форму, характерную для каратауской серии
(R₃) Южного Урала. Из материалов А.В.Благодатского, И.В.Воробьева и Н.А.Мулика
(КГУ) за 1967 г. известно, что в верхах нижнеангарской свиты у устья рч.Ямного
(приток р.Каменки, юго-восточная часть Удереиской синклинали) из прослоев стро-
матолитовых доломитов определены формы *Minijaria nimbifera* Semikh. и *Gymnosolen sinuo-*
sus Semikh. Если строматолитовые доломиты в указанном изолированном выходе дей-
ствительно относятся к верхним горизонтам нижнеангарской свиты, эти определения
свидетельствуют в пользу ее верхнерифейского (R₃) возраста.

Таким образом, изучение органических остатков из дашкинской свиты позволяет
по онколитах отнести дашкинскую свиту к юдомскому комплексу (R₄). Дашкинско-
дадыктинской строматолитовый комплекс, вероятнее всего, относится к верхним го-
ризонтам верхнего рифея. Строматолиты из наших сборов не противоречат сопостав-
лению дашкинской свиты с юдомской, но и не подтверждают его непосредственно,
так как строматолиты, подобные дашкинским, в разрезах юдомской свиты пока не

известны. Возможно также, что нижнеангарская свита принадлежит уже к третьему подразделению рифея.

Относительно определенно установлен возраст терригенно-карбонатной толщи в Ишимбинской зоне. В мергелях из середины ее разреза в низовье рч. Могдыгай (приток р. Удoronги в центральной части Могдыгайской синклинали) А.К. Рублев нашел трилобит *Bergeroniaspis* Lerm. (определение Н.В. Покровской), характерный для ленинского яруса нижнего кембрия. На юге Могдыгайской синклинали в описанном выше разрезе терригенно-карбонатной толщи, приблизительно в 400 м от ее нижней границы М.А. Жарков обнаружил трилобитов *Elganella elegans* Suv. (определение Л.Н. Репиной). На основании этих двух находок и литологических сопоставлений в терригенно-карбонатной толще выделены островная, иркинцевская и нижние 2/3 климинской свиты, т.е. полный разрез нижней части нижнего кембрия (Советов, 1968). Подстилающая кембрий терригенная толща обычно сопоставляется с отложениями чингасанской и тасеевской серий (Семихатов, 1962). За сопоставление терригенной толщи с тасеевской серией говорит трехчленное строение разрезов толщи, сходное с трехчленным строением тасеевских отложений (см. ниже). Не исключена ее корреляция (частичная?) с отложениями дашкинской свиты. Такие сопоставления отчасти подтверждаются тем, что эти пестроцветы содержат *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella vadoza* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur. — формы онколитов юдомского комплекса (определения З.А. Журавлевой по материалам Д.В. Синельникова).

Общие замечания

Верхнерифейские-нижнекембрийские отложения Ангаро-Питского синклинория отчетливо распадаются на две трансгрессивные серии: нижнюю ослянскую (R_{3-4}) и верхнюю терригенно-карбонатную ($С_{т1}$).

Ослянская серия сложена мощным (2-2,5 км) комплексом осадков, начинающихся обломочными отложениями нижнеангарской свиты и заканчивающихся дашкинскими известняками (рис. 41). Эта трансгрессивная серия распадается на осадочные циклы и ритмы других порядков, вплоть до мелкой флишеподобной ритмичности. Отчетливо выражены, например, три ритма второго порядка мощностью каждый по несколько сотен метров.

Состав пород нижнеангарской свиты характеризуется резким преобладанием кремнезема, окислов железа, устойчивыми аксессуарными минералами. Это указывает на широкое развитие кор выветривания и существование значительных участков суши вблизи района седиментации. Карбонатные породы дашкинской свиты отлагались в крайне мелководных условиях, о чем свидетельствуют наличие в них трещин усыхания, остатки водорослей и органогенно-обломочные разности известняков, а также текстурные признаки пород.

Нижнекембрийская трансгрессивная серия мощностью до 500 м распространена в Ишимбинской зоне. Она начинается конгломератами и песчаниками, в средней части сложена переслаивающимися алевролитами и доломитами, заканчивается пластами светлых массивных известняков и доломитов. Накопление осадков, по-видимому, происходило в мелководном морском бассейне, возможно, в заливе нижнекембрийского моря вдоль Ишимбинской шовной зоны.

Трансгрессивно развивавшийся ослянский седиментационный бассейн был ограничен крупными положительными конседиментационными структурами, примерно соответствующими современной Татарской антиклинали на западе, южному борту Ангаро-Питского синклинория (валообразным субширотным структурам Приангарской зоны) на юге, и, по-видимому, Енашимскому поднятию на севере. О последнем косвенно свидетельствует большое различие в литологических характеристиках верхнерифейских осадочных отложений на территории Ангаро-Питского синклинория и в Тейской впадине, расположенных по разные стороны от Енашимского поднятия. На существование других из перечисленных пограничных конседиментационных структур указывают изменения фаций и мощностей ослянских отложений к краям седиментационного бассейна. Наиболее резко такие изменения проявлены в широтном пересечении ослянского прогиба, обуславливая его структурную и седиментационную асимметрию. В отложениях восточных разрезов нижнеангарской свиты резко преобладает аллохтонный кварцевый обломочный материал. Лишь вблизи Татарской антиклина-

Рис. 41. Схема строения вертикального разреза ослянской серии

Условные обозначения см. на рис. 33.

I-III- осадочные ритмы второго порядка

ли в составе свиты появляется "шлейф" более разнообразного терригенного материала, в частности рудных конгломератов. Вероятно, терригенный материал "шлейфа", в том числе рудный, поступил в прогиб с Панимбинского антиклинория. О возможных фациальных изменениях отложений дашкинской свиты в сторону Панимбинского антиклинория (Татарской антиклинали) подробно говорилось выше. Как указывалось, о корреляции западных и восточных разрезов ослянской серии в синклинии и о соотношениях этих разрезов с подстилающими породами существуют два противоположных мнения: 1) смещение осадконакопления на восток и 2) углубление седиментационного бассейна в восточном направлении. Однако оба эти мнения могут быть

объяснены одной причиной - длительным воздыманием Панимбинского антиклинория.

Обилие красноцветных терригенных прослоев и горизонты брекчий в нижнекембрийских отложениях Ишимбинской зоны, возможно, свидетельствуют о том, что Татарская антиклиналь морфологически была выражена и в нижнекембрийское время.

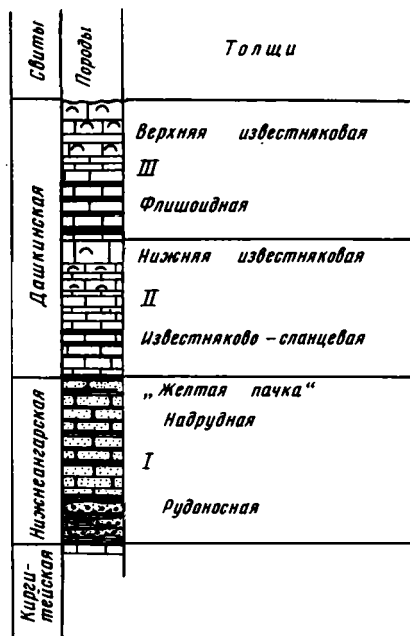
Внутри Ангаро-Питского синклиория в верхнем рифее, вероятно, существовали более мелкие поднятия и впадины, сохранившиеся также в современном структурном плане. Примером может служить Каменское поперечное поднятие, отраженное в изменениях фаций и мощностей отложений, по крайней мере, нижнеангарской свиты. Признаки интенсивного конседиментационного развития отдельных структурных элементов отражены в текстурах пород дашкинской свиты и в особенности в подстилающей ослянскую серию киргизской свите в виде следов оползания осадка, внутрипластовых смятий, осадочных брекчий, в распределении и типах строматолитовых тел. Для последних характерно пышное развитие на флексурных перегибах, на участках выполаживания или замыкания структур. Для примера сошлемся на уже упоминавшийся строматолитовый риф дашкинской свиты, расположенный на восточном центриклинальном замыкании Удоронгской синклинали (см. рис.39).

Перечисленные признаки - полиритмичное строение разрезов, мелководность пород ослянской серии, большая роль переотложенных продуктов выветривания в их составе, фациальные изменения в направлении к окружающим ослянский бассейн поднятиям, асимметрия бассейна и т.д. - свидетельствуют в пользу отнесения пород ослянской серии к орогенным образованиям. Этот вывод особенно касается красноцветов нижнеангарской свиты.

Следует, однако, подчеркнуть значительную унаследованность единого ослянского седиментационного бассейна от длительно развивавшегося Ангаро-Питского синклиория. Об этом свидетельствуют незначительность (местами, возможно, отсутствие) перерыва в основании ослянской серии, большая мощность и фациальная однородность отложений дашкинской свиты. Последние по литологическому составу (сероцветные известняки и сланцы) скорее напоминают многоэпиклиналильные накопления. Все это указывает на то, что позднекембрийский орогенез на территории рифейского синклиория был сильно ослаблен.

Тасеевская впадина

Многочисленные выходы нижнекембрийских отложений и подстилающих их пород самых верхов рифея образуют прерывистую полосу, протягивающуюся вдоль низовьев р.Ангара, по восточной окраине Южно-Енисейского кряжа и далее на юг. Ниже крат-



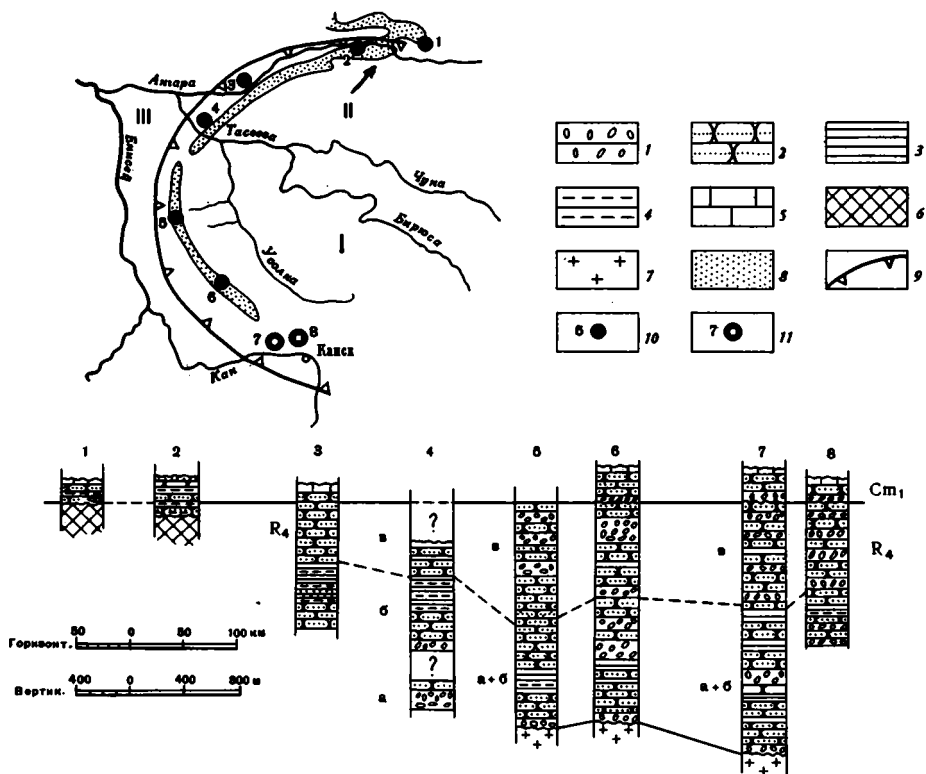


Рис. 42. Сопоставление разрезов тасеевской серии (R_4) и низов нижнего кембрия в Тасеевской впадине (по Анатольевой, 1967, с дополнениями и изменениями Постельникова)

1 - грубообломочные породы; 2 - песчаники; 3 - аргиллиты; 4 - алевролиты; 5 - карбонатные породы; 6 - образования тунгусикской серии (R_{2-3}); 7 - граниты; 8 - площадь распространения отложений тасеевской серии и нижнего кембрия; 9 - условная структурная линия; 10 - положение и номера колонок; 11 - то же, по скважинам

а, б, в - свиты тасеевской серии

Цифры на карте: I - Тасеевская впадина; II - Иркинский антиклинорий; III - Канская глыба

ко охарактеризованы отложения этой полосы на отрезке р.Иркинеева - р.Тасеева - г.Канск (рис.42). Описание их сделано главным образом по материалам А.В.Благодатского, М.А.Жаркова, А.И.Анатольевой, М.А.Семихатова, В.С.Карпышева, Ю.И.Парфенова, А.А.Предтеченского и других геологов. Автор посетил обнажения этих пород по рекам Ангаре и Иркинеевой.

По литологическому составу и особенностям сложения вертикальных разрезов описываемые отложения подразделяются на нижнюю терригенную и верхнюю терригенно-карбонатную толщи. А.А.Предтеченский в 1938 г. в бассейне р.Тасеевой разделил терригенную толщу на три свиты. Такое трехчленное деление нижней толщи было распространено также на районы Приангарья (Семихатов, 1959 и др.). В 1960 г. вся эта толща была названа А.В.Благодатским тасеевской серией. Сейчас в тасеевской серии выделяются (снизу) алешинская, чистяковская и мошакская свиты (Решение совещания..., 1962; отчеты по геологической съемке). В разрезах вдоль юго-восточной окраины Енисейского хребта на участке р.Мурма - г.Канск среднее подразделение тасеевской серии выделяется неотчетливо, и часто принимается двучленное деление серии на хаеринскую (алешинскую и чистяковскую) и топольскую (мошакскую) свиты, предложенное М.А.Жарковым (1960). Терригенно-

карбонатная толща подразделяется (снизу) на свиты: островную, иркинскую, климинскую и Дыроватого утеса (Карпышев, 1968). Терригенно-карбонатная толща с размывом перекрыта пестроцветными отложениями эвенкийской свиты.

В пределах рассматриваемой территории выходы позднерифейских-нижнекембрийских отложений на поверхности приурочены к северо-западному борту обширной "Ангара-Присаянской впадины" Сибирской платформы (Жарков, 1963). Северная часть этой структуры (до Рыбинской депрессии) известна в литературе под названием "Тасеевской впадины" (бассейн р.Тасеевой; см. рис.42). Пласты позднерифейских - нижнекембрийских пород под разными углами (местами - до перевернутого залегания) наклонены к центральному району Тасеевской впадины. На западном крыле впадины пласты пород тасеевской серии образуют крутую, осложненную складками и сбросами моноклинал, погружающуюся на восток под углами в несколько десятков градусов. Восточное крыло пологое. Тектоническая структура впадины подобно описана М.А.Жарковым (1963), Н.С.Зайцевым (1954) и др.

На восточном склоне Южно-Енисейского кряжа отложения тасеевской серии перекрывают архейские - нижнепротерозойские кристаллические образования Канской глыбы. Лишь в низовьях р.Тасеевой и вдоль р.Ангара на отдельных участках видно трансгрессивное залегание тасеевских отложений на выветрелой поверхности пород разных свит тунгуской серии.

Алешинская свита в Приангарье и по р.Тасеевой сложена красноцветными обломочными отложениями - гравелитами, песчаниками, алевролитами и конгломератами. Они с размывом залегают на разных горизонтах подстилающих рифейских образований. Кластический материал плохо сортирован, представлен кварцем, полевыми шпатами и обломками местных пород, сцементированными глинисто-песчанисто-железистым цементом.

В стратотипическом разрезе р.Тасеевой нижняя и верхняя части алешинской свиты сложены грубообломочными, нередко косослоистыми отложениями, а средняя - алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Мощность свиты около 1000 м.

Чистяковская свита (250-300 м по р.Тасеевой) на севере Тасеевской впадины представлена полиритмичным переслаиванием серых, зелено-серых, сиреневых полимиктовых известковистых песчаников, алевролитов, слюдистых аргиллитов. Разрез содержит прослои серых доломитов, линзы гравелитов и конгломератов. Часты косая слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания.

Отложения мошакской свиты (до 1000 м по р.Тасеевой) по составу и облику напоминают алешинские. Это красноцветные аркозовые и олигомиктовые песчаники и алевролиты с линзами гравелитов и конгломератов. В цементе нередко встречается карбонатный материал.

Южнее р.Тасеевой, в бассейнах рек Мурмы, Топола и в окрестностях г.Канска мелкообломочные и глинистые зеленоцветные отложения чистяковской свиты Приангарья почти полностью исчезают из разреза тасеевской серии, весь разрез которой преимущественно красноцветный. По данным А.И.Анатольевой (1967), он на 50% сложен несортированным грубообломочным материалом из местных пород Южно-Енисейского кряжа (Канской глыбы) и напоминает пролювиальные образования (см. рис.42. колонки 5-8).

Мощность тасеевской серии вдоль западной окраины Тасеевской впадины максимальная: от 2000-3000 м по р.Тасеевой до 4000-4500 м в верховьях рек Курыша и Топола (данные Ю.И.Парфенова по обнажениям). Она неравномерно уменьшается до первых сотен метров в восточном и северо-восточном направлениях, обуславливая асимметричное строение Тасеевской впадины (Семихатов, 1959; Жарков, 1963; Анатольева, 1967; и др.). Направленное изменение мощностей испытывают все три свиты тасеевской серии. Существует мнение, что такие изменения происходят не за счет появления в западных разрезах новых стратиграфических горизонтов, отсутствующих на востоке, а вследствие быстрого возрастания мощности одних и тех же свит и пачек (Семихатов, 1962, стр.103). Эта точка зрения основана на литологическом сходстве подразделений трехчленной тасеевской серии разных районов с ее стратотипическими разрезами. Повсеместно в Приангарье серия начинается и заканчивается красноцветами, разделенными толщей серо-зеленых отложений. Однако не исключено, что указанное сходство объясняется не разновозрастностью этих подразделений, а близкими условиями накопления разновозрастных пачек у границ расширяющегося седиментационного бассейна. По-

следнее предположение как будто подтверждается тем, что к р.Иркинеевой возможно полное выклинивание пород тасеевской серии. По-видимому, в более западном разрезе, у устья р.Маньзи, где мощность серии, по данным В.С.Карпышева (1968) и автора, не превышает 120-130 м, ее нижние горизонты также отсутствуют (см. рис.42, колонки 1 и 2). Вероятно, более раннее прогибание и накопление самых древних слоев серии началось в шовной зоне на границе Канской глыбы и Сибирской платформы, а затем распространилось в восточном и северо-восточном направлениях (Жарков, 1963). К сожалению, разрезы тасеевской серии лишены органических остатков, что мешает их сопоставлениям. Для центральных частей Тасеевской впадины мощности и состав этих пород неизвестны: они скрыты под более молодыми образованиями. Поэтому в настоящее время еще не может быть отдано окончательного предпочтения одному из двух изложенных вариантов.

Терригенно-карбонатная толща начинается грубообломочными отложениями островной свиты, которые согласно, иногда с разрывом перекрывают породы тасеевской серии. Базальный грубообломочный горизонт сложен красноцветными, реже зеленовато-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Последние обычно залегают в виде невыдержанных линз, размеры и количество которых варьируют от участка к участку. Мощность всего горизонта также сильно колеблется, достигая 200-300 м на юго-западе территории (реки Топол, Мурма, г.Канск). Вверх по разрезу базальные грубообломочные красноцветы островной свиты постепенно сменяются переслаиванием пестрых алевролитов, песчаников и доломитов, которые, в свою очередь, сменяются мощными доломитами и известняками свит иркинеевской, климинской и Дыроватого утеса. Общая мощность терригенно-карбонатной пачки по восточной окраине Южно-Енисейского края достигает 1500-2000 м и более.

Возраст верхних трех свит терригенно-карбонатной толщи определен на основании палеонтологических находок. В свитах климинской и Дыроватого утеса на разных участках обнаружены трилобиты нижнего кембрия. Большой интерес представляют находки археоциата кенядинского горизонта алданского яруса в отложениях стратиграфического аналога иркинеевской свиты - усольской свиты Троишской антиклинали (центральная часть Тасеевской впадины; И.Т.Журавлева и др., 1969). Подстилающая тасеевская серия, по-видимому, имеет юдомский возраст (Ишков, 1970; и др.). Отложения серии палеонтологически не охарактеризованы. Из грубозернистых песчаников нижней части разреза тасеевской серии по р.Курыш калий-аргоновым методом определен возраст калиевых полевых шпатов - 690 млн.лет (Волобуев, Зацепина и др., 1964). Полученная цифра - минимальный возрастной предел этих отложений. Возможно, что низы тасеевской серии на наиболее прогнутых участках относятся к третьему подразделению рифея.

Из сказанного следует, что граница кембрия и докембрия с некоторой долей условности обычно проводится в основании грубообломочного горизонта островной свиты. Эта граница хорошо прослеживается на значительной территории и принята большинством геологов (Анатольева, 1964; Вотах, 1968; Жарков, Советов, 1969; и др.). Она разграничивает два крупных седиментационных цикла - верхнерифейский (тасеевский) и кембрийский.

В целом Тасеевская впадина - крупная компенсационная структура. На этапе общего воздымания прилегающих поднятий, в особенности Канской глыбы, впадина была заполнена орогенной субконтинентальной молассой тасеевской серии. Она характеризуется резкой асимметрией с максимальными прогибаниями вблизи соседних поднятий. Тасеевская впадина находится на южном продолжении краевых впадин байкалит-Заангарья, а Канская глыба играет роль краевого поднятия. Спецификой большей части территории Ангаро-Канского района является то, что орогенные отложения тасеевской серии в современном эрозионном срезе залегают здесь не на рифейских геосинклинальных породах, а непосредственно на кристаллическом фундаменте дорифейской платформы.

Все описанные выше, а также сходные впадины и прогибы образуют в совокупности прерывистую полосу, протягивающуюся вдоль восточной окраины Енисейского края и уходящую далее в Присянье. Мы уже говорили, что эти структуры в целом часто рассматриваются в качестве краевого прогиба. Действительно, как было показано, впадины и прогибы Тейско-Чапского, Ангара-Питского и Тасеевского районов активно формировались в период заключительного позднедокембрийского орогенеза. Среди отложений, которыми они заполнены, велика роль характерных для краевых прогибов флишеидных и молассовых толщ. Образование этих структур произошло в прогнутых частях краевой системы внешней миогеосинклинальной зоны байкальской геосинклинали. Тейская и Большелебяжская впадины, а возможно и другие, заложены в зоне разломов. Для них типичны в разной степени выраженная структурная и седиментационная асимметрия, перемещение во времени осадконакопления от орогенного поднятия в сторону древней платформы, почти полная амагматичность. По всем перечисленным признакам отрицательные структуры Тейско-Чапского, Ангара-Питского и Тасеевского районов можно рассматривать как отрезки единого краевого прогиба байкалид.

Однако другие признаки свидетельствуют о существенных отличиях описанной системы структур от типичных краевых прогибов. К ним прежде всего относятся пространственная разобщенность отдельных "ячей" системы и значительная индивидуальность их формирования. Такая разобщенность не является следствием только современного эрозийного среза: она существовала и во время осадконакопления, о чем свидетельствуют изменения в разрезах позднедокембрийских толщ по направлению к разделяющим "ячей" поднятиям. Значительная индивидуальность развития "ячей" сказывается также в различиях специфических разрезов позднедокембрийских серий (см. соответствующие описания), что привело к созданию для каждой "ячей" собственной стратиграфической схемы. Изолированность чингасанского и тасеевского седиментационных бассейнов отмечали А.Г.Гурьев, Е.К.Ковригина, Н.С.Подгорная (1966), Б.В.Шибистов (1966) и другие исследователи. Разобщенность и своеобразие геологической истории рассмотренных впадин и прогибов автор связывает с наличием на рассматриваемой территории длительно проявлявшихся поперечных разломов (см., например, рис. 9). Разломы разделили континентальное основание байкальских структур на отдельные поднятия и опущенные глыбы. Движения глыб по разломам были, возможно, даже разновременными, чем может быть объяснено предполагаемое более позднее заложение Тасеевской "ячей". Главенствующая роль глыбовой тектоники при формировании "позднедокембрийского краевого прогиба" вдоль Енисейского края и Восточного Саяна неоднократно подчеркивалась Б.Н.Красильником (1963 и др.).

Герцинские и более молодые краевые прогибы — структуры с кратковременным развитием, соответствующим одному, максимум двум геологическим периодам. Длительность формирования структур байкальского орогенного этапа в рассматриваемом регионе составляет приблизительно 200 млн. лет, превышая продолжительность всей мезозойской эры.

Отмеченное своеобразие краевых структур байкалид Енисейского края затрудняет отнесение их к категории краевых прогибов. Сходные тектонические формы на границе платформ и складчатых систем возникали и на более поздних этапах геологической истории неогена. Примером могут служить впадины Скалистых гор, образовавшиеся к началу мелового периода на границе Невадийской складчатой геосинклинальной системы с Северо-Американской платформой. Впадины (Бигхорн, Грин-Ривер, Уинта, Сан-Хуан и др.) разделены крупными поднятиями. Как и енисейские структуры, они возникли в миогеосинклинальной зоне с платформенным фундаментом в районах с несколькими основными направлениями тектонических дислокаций (Кэй, 1955). Вся полоса этих впадин названа Ю.М.Пушаровским (1959) "системой краевых бассейнов" и рассматривается им как особый тип структурных связей между платформами и складчатыми зонами. Вслед за Ю.М.Пушаровским я называю полосу краевых структур байкалид Енисеевского края системой краевых впадин, имея в виду, что такая система является своеобразным гомологом краевого прогиба. Воз-

можно, этот термин лишь временный. Более подробная и обоснованная тектоническая классификация подобных краевых структур должна быть основана на широком сравнительном анализе многих примеров, что выходит за рамки данной работы.

ВОРОВОВСКИЙ ВНУТРЕННИЙ ПРОГИБ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ УЧАСТКИ АНТИКЛИНОРИЕВ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Верхнерифейские - нижнепалеозойские отложения на западном склоне заангарской части Енисейского кряжа широко распространены в бассейне Енисея между реками Порожной и Верхней Сурнихой, Тисом и Большим Питом (рис.43). Прерывистая полоса выходов этих отложений протягивается вдоль Енисея на расстояние около 330 км. За последние годы вся территория, за исключением крайнего северо-запада (бассейн р.Порожной), заснята геологами КГУ в масштабе 1:200 000 (работы Л.К.Качевского, В.М.Даценко, Ю.А.Чернова, Е.А.Долгинова, И.В.Воробьева и др.). Тематические (преимущественно стратиграфические) исследования проведены здесь М.А.Семихатовым, Г.И.Кириченко, Ф.П.Ковригиным, Е.К.Ковригиной, Н.С.Подгорной, А.Г.Гурьевым, А.И.Ишковым и другими геологами. Кроме этих работ и упомянутых в тексте публикаций, при написании настоящего раздела автор использовал собственные наблюдения по рекам Енисею, Вороговке, Исаковке и Столбовой в 1964 г.

Местная стратиграфическая шкала и современный структурный план

Верхнерифейские-кембрийские отложения с разрывом залегают на разных свитах рифея и более древних метаморфических образований. К северу от р.Верхней Сурнихи в Вороговском прогибе они располагаются главным образом на эвгеосинклинальных породах исаковской толщи. Наиболее полные вертикальные разрезы верхнерифейских-кембрийских отложений подразделяются на четыре толщи (снизу): обломочную, терригенно-карбонатную, доломитовую и карбонатно-терригенную.

На разных этапах изучения северо-западных районов Енисейского кряжа существенно менялись представления о распространении, стратиграфическом разделении и возрастном объеме перечисленных толщ. И.Г.Николаев (1924) в бассейнах рек Вороговки и Исаковки объединил их под названием "кембро-силурийской вороговской формации". В 1950 г. О.П.Горяинова и Э.А.Фалькова нижние 2/3 вороговской формации Николаева выделили в "свиту р.Вороговки" (вороговскую свиту), отнес к ней отложения, соответствующие обломочной, терригенно-карбонатной, частично доломитовой толщам. М.А.Семихатов (1962) к вороговской "свите", позднее "серии" (геологи КГУ; Вотак, 1968; и др.), отнес обломочную и терригенно-карбонатную толщи. Такое понимание объема вороговской серии является сейчас наиболее распространенным и принято в этой работе. Дальнейшее подразделение вороговской серии основано на литологических признаках. Довольно широко распространено трехчленное деление серии (Долгинов, Пославская, 1964; Кириченко, 1965; Ишков, 1970; Л.К.Качевский). Г.И.Кириченко предложил в ее составе выделять северореченскую, мутнинскую и сухореченскую свиты. Однако из-за сильной дислоцированности, изменчивости фаций и разобщенности выходов отложений вороговской серии объем этих свит разными геологами понимается по-разному. Поэтому мною принято более простое деление вороговской серии на нижневороговскую, преимущественно обломочную, и верхневороговскую терригенно-карбонатную свиты, соответствующие названным толщам.

Залегающие на вороговской серии доломитовую и пестроцветную карбонатно-терригенную толщи М.А.Семихатов (1962 и др.) отнес к немчанской свите. Аналогичной точки зрения для бассейна р.Вороговки продолжает придерживаться Л.К.Качевский (КГУ). Однако дальнейшее изучение этих толщ (Долгинов, Пославская, 1964) и в особенности находки трилобитов верхов нижнего кембрия в карбонатно-терригенной толще по р.Исаковке (Заварзин, Чернышева, 1965) указывают на более молодой возраст доломитов и пестроцветов по сравнению с отложениями стратотипического разреза немчанской свиты на восточном склоне Енисейского кряжа. Поэтому в настоящей работе доломитовая и карбонатно-терригенная толщи вслед за

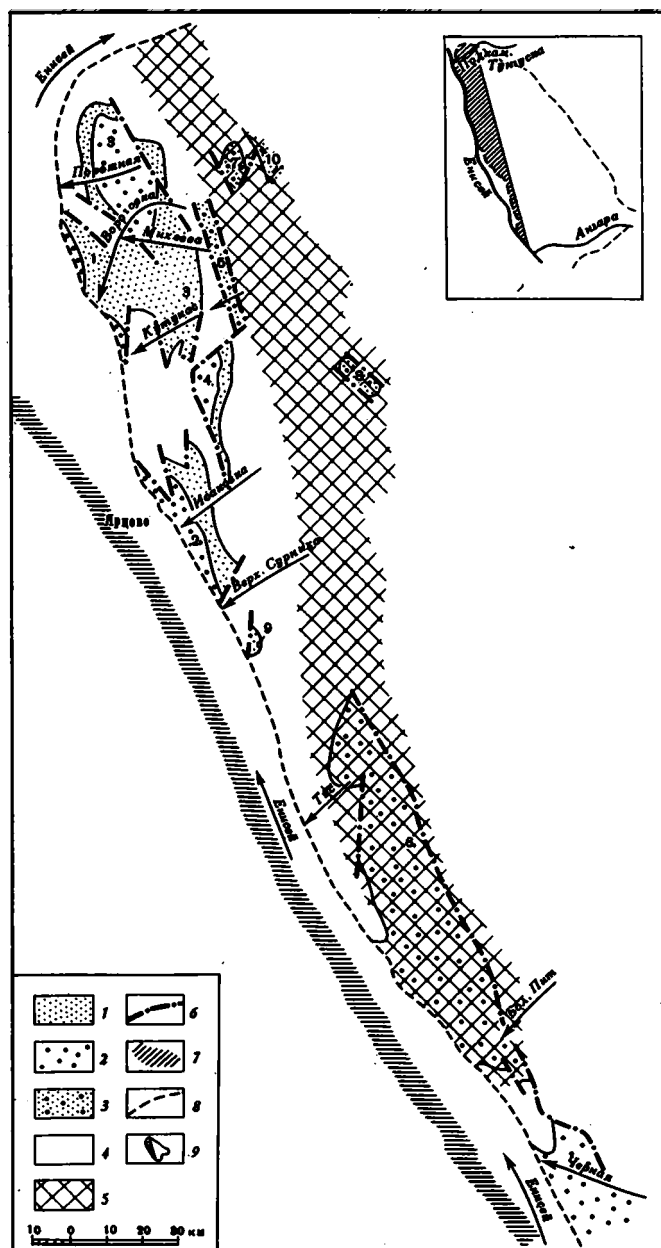


Рис. 43. Схема распространения верхнерифейских - нижнепалеозойских отложений на северо-западе Енисейского кряжа

1 - 3 - осадочные породы (R_3 - $См_1$ -2; частично - под более молодыми отложениями): 1 - вороговской серии (R_{3-4}), 2 - низов кембрия, 3 - без расчленения; 4 - рифейские (R_1 -3) и более древние образования в основании осадочных пород; структуры (5-7): 5 - сводовые части Центрального и Приенисейского антиклинориев, 6 - разломы, 7 - Енисейский тектонический шов; 8 - граница Енисейского кряжа по выходам докембрия - нижнего кембрия; 9 - положение схемы

Цифры на схеме - тектонические структуры, заполненные отложениями R_3 - $См_1$ -2. Грабены: 5 - Среднекутукасский, 6 - Тисско-Чернореченский, 7 - в верховье р.Северной, 8 - в верховье р.Вороговки, 10 - в бассейне р.Рыбной; грабен-моноклинали: 1 - Нижневороговская, 2 - Исаковская, 9 - в бассейне р.Проклятой; грабен-синклинали: 3 - Средневороговская, 4 - Нижнесурнинская

Г.И.Кириченко (19656) названы ярцевской (лебяжинской) и красноутесной свитами.

В современном эрозионном срезе вороговские и нижекембрийские отложения сохранились в тектонических депрессиях, связанных с разломами северо-западного направления.

Вся описываемая система этих депрессий расположена на западном склоне Центрального антиклинория и на своде Приенисейского антиклинория. Занятая ими территория ограничена на востоке выходами метаморфических пород в своде антиклинория, а на западе - зоной Енисейского тектонического шва (см. рис.43). Общее простираение системы грабен-ов с простираением свода Центрального антиклинория образует острый угол.

Размеры наиболее крупных депрессий: Исаковской (Ярцевской) - 45×10 км, Тисско-Чернореченской - более $150 \times 20-25$ км, Нижневороговской - $50 \times 10-12$ км, Средневороговской - $70 \times 12-15$ км, Среднекутукасской - $30 \times 2-5$ км. По характеру ограничений и внутреннему строению эти структуры классифицируются на нормальные грабены (Тисско-Чернореченский, Среднекутукасской и др.), одно-сторонние грабены, или грабен-моноклинали (Нижнесурнихинская, Исаковская, Нижневороговская и др.), и грабен-синклинали (Средневороговская; рис. 44). Грабен-моноклинали характеризуются общим западным погружением пластов в сторону ограничивающих их разломов - Енисейского тектонического шва и более мелких. Моноклинали осложнены разрывами и складками. Для Исаковской и особенно Нижневороговской грабен-моноклиналей, по-видимому, характерны широкие брахиформные складки размером до нескольких километров. Они имеют пологие своды, относительно крутые залегания пластов на крыльях, периклинальных и центриклинальных окончаниях. Часты довольно резкие ундуляции осей складок. Нижнесурнихинский односторонний грабен построен более просто: слои осадочного комплекса в нем волнисто погружаются в юго-западном направлении. Углы наклона пластов вороговской серии в восточной части грабена составляют в среднем $25-30^\circ$; для нижекембрийских слоев они уменьшаются до 15° .

Средневороговская грабен-синклиналь расположена восточнее Исаковской и Нижневороговской структур. От последней она отделена узким и длинным горстом, сложенным на поверхности рифейскими (исаковская толща) и нижевороговскими породами (см. рис. 6 и 43). Центр грабен-синклинали занимает крупная пологая синклиналь. Наиболее молодые кембрийские отложения распространены в северной части грабен-синклинали в бассейне р.Порожной. По стратиграфической полноте, а также из-за фашиальных изменений вертикальные разрезы вороговской серии и кембрия в северной, центральной и южной частях Средневороговской грабен-синклинали существенно различны. Представление о морфологии ее центральной части дают геологические профили вдоль рек Вороговки и Михеевой (см. рис. 44, профили I-I и II-II).

Интенсивные дислокации осадочных пород внутри впадин обычно приурочены к приразломным зонам. В узком Среднекутукасском грабене эти приразломные нарушения захватывают всю структуру (см. рис.44, профиль I-I). В крупном Тисско-Чернореченском грабене в удалении от разрывов кембрийские слои наклонены под углами от нескольких до $10-15^\circ$ или залегают горизонтально.

Строение зон сильных дислокаций вблизи постседиментационных разломов хорошо видно в береговых обнажениях р.Вороговки при пересечении рекой разломов, ограничивающих Средневороговскую грабен-синклиналь. Пласты осадочных пород вблизи этих разрывов нередко поставлены на голову или даже запрокинуты. Другой пример - дислокации у разлома, ограничивающего Тисско-Чернореченский грабен с востока. Этот разлом по крайней мере в своей южной половине является надвигом, по которому рифейские метаморфические образования надвинуты в западном направлении на древние осадочные отложения. Последние у разлома сложно перемяты, в сланцевых пачках видны запрокинутые на запад складки. Представление о характере этих дислокаций дает зарисовка зоны восточного разлома Тисско-Чернореченского грабена в пересечении по р.Большому Питу (рис.45). Видимая в обнажении амплитуда горизонтального перемещения по надвигу составляет здесь 50-60 м.

Относительная роль складчатых дислокаций в грабенах по сравнению с дизъюнктивными увеличивается на участках с большей мощностью осадочных пород, т.е. преимущественно в западных разрезах. Формы блоковой тектоники - разломы, ли-

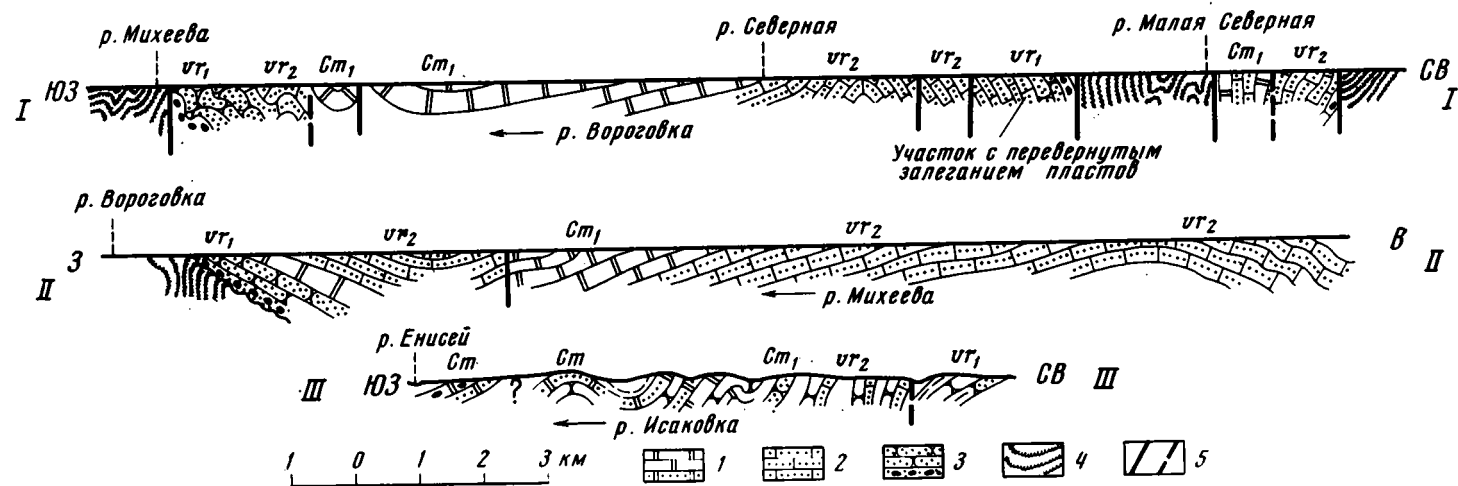


Рис. 44. Схематические геологические разрезы

I—I - через Средневороговскую грабен-синклираль и Среднекутукасский грабен (вдоль р.Вороговки); II-II - через Средневороговскую грабен-синклираль (вдоль р.Михеевой); III-III - через Исаковскую грабен-синклираль (вдоль р.Исаковки)

1 - доломиты; 2 - волнистослоистые песчанистые известняки и известковистые песчаники; 3 - пестроцветные песчаники и конгломераты; 4 - метаморфические породы; 5 - разломы.

Толщи: vr_1 - нижневороговская (обломочная); vr_2 - верхневороговская (терригенно-карбонатная)



Рис. 45. Контакт рифейских метаморфических образований и кембрийских отложений (правобережье р.Большого Пита напротив о-ва Пема)

1 - филлиты сухопитской серии (R_2); 2-3 - эвенкийская свита ($См_{2-3}$): 2 - песчаники кварцевые, косослоистые, 3 - красные алевролиты; 4 - поверхность на-
двига

нейные зоны приразломных смятий, моноклинали, флексуры - более свойственны относительно маломощным осадочным разрезам на востоке и вблизи выходов пород фундамента. Интенсивность дислокаций в осадочном заполнении грабенов в целом возрастает к Енисейскому тектоническому шву. На окраине эвгеосинклинальной зоны в Вороговском прогибе она значительно больше, чем в присводовых частях Центрального антиклинория.

Строение рассматриваемой полосы верхнерифейских-нижнепалеозойских отложений асимметрично. Помимо упомянутой уже асимметрии в интенсивности дислокаций, она выявляется при сравнении стратиграфической полноты и мощности разрезов осадочных пород, их фациальной характеристики на разных участках. Это объясняется тем, что отдельные грабены и грабен-синклинали, будучи удаленными от сводовой части Центрального антиклинория и Енисейского шва на разное расстояние, занимают неодинаковое структурное положение. Самые полные и мощные разрезы верхнего рифея-кембрия находятся на западе (Исаковская и Нижневороговская грабен-моноклинали; рис. 46). Они максимально удалены от свода Центрального антиклинория. Ближе к своду Центрального антиклинория и на своде Приенисейского антиклинория расположены Средневороговская грабен-синклиналь, Среднекутукасский, Тисско-Чернореченский грабены и т.д. В этом направлении величина стратиграфического перерыва в основании вороговской серии неравномерно увеличивается: фундамент грабенов составляют все более древние образования, а пачки пород осадочного разреза выклиниваются снизу.

Характеристика главных стратиграфических подразделений

Характеристику вороговской серии, ярцевской и красноутесной свит целесообразно начать с описания их наиболее западных разрезов, относительно хорошо обнаженных по рекам Исаковке, Столбовой и в низовьях р.Вороговки (Нижневороговская и Исаковская грабен-моноклинали).

Обломочная толща (нижневороговская свита) в западных разрезах начинается плохо сортированной пачкой преимущественно грубообломочных пород мощностью несколько десятков метров. Они с перерывом налегают на разные горизонты метаморфизованного рифея. В Исаковской грабен-моноклинали по р.Исаковке, согласно М.А.Семихатову (1962), Е.А.Долгинову и И.А.Пославской (1964), в низах толщи залегают красно-бурые конгломераты и гравелиты с пластами вишневого косослоистых грубозернистых песчаников. Количество красных песчаников вверх по разрезу возрастает. В них появляются прослои алевролитов. Севернее, в среднем течении р.Столбовой, сходные с описанными базальные слои обломочной толщи обнажаются вблизи небольшого горстового выступа карбонатно-глинистых сланцев шунтарской (?) свиты у отметки 205,0 м. Кроме конгломератов и гравелитов, значительную часть разреза составляют линзы и прослои сиреневых песчаников и алевролитов.

На восточном краю Нижневороговской грабен-моноклинали контакт осадочного комплекса с метаморфическим рифеем непосредственно не вскрыт. Наряду с конгломератами значительную роль в составе базальных слоев здесь играют темные зеле-

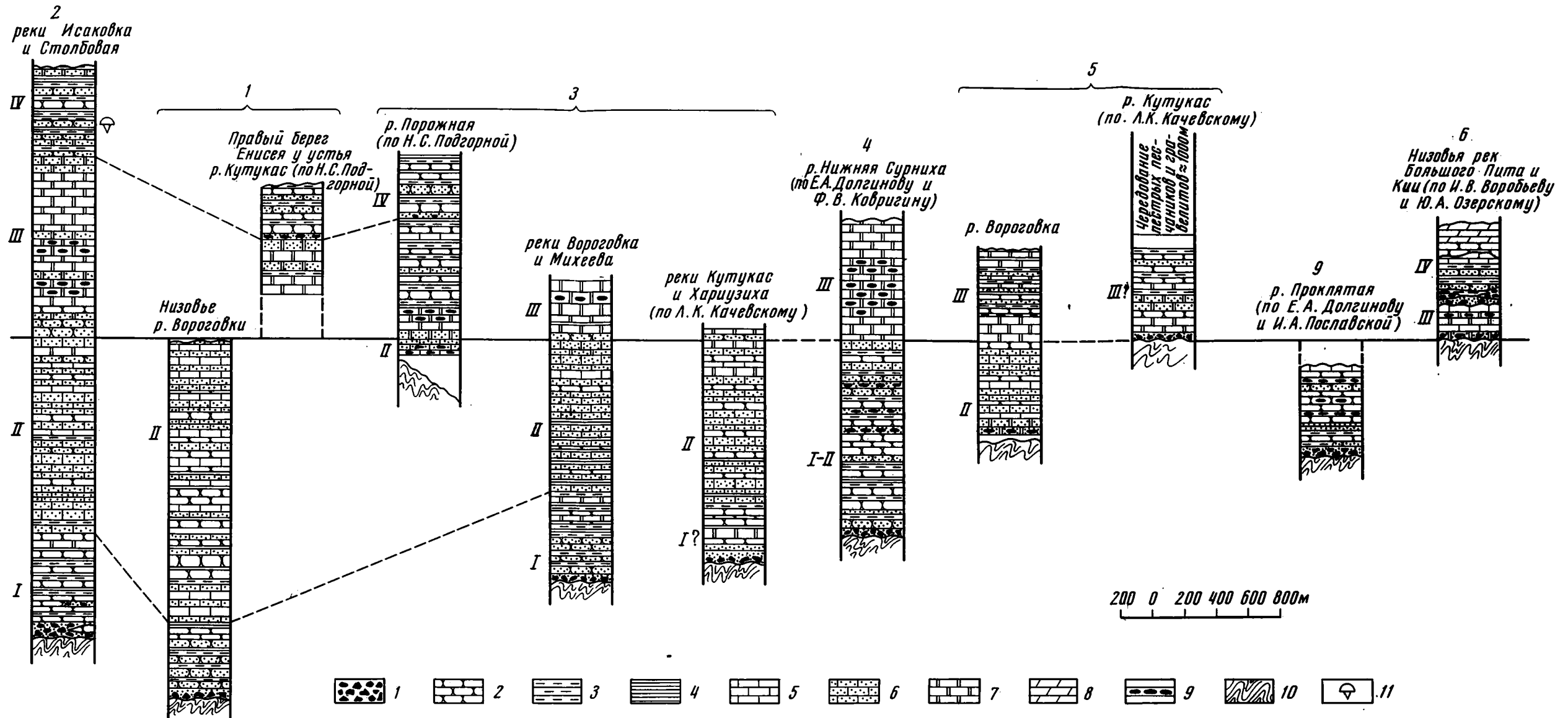


Рис. 46. Стратиграфические разрезы позднепротерозойских - нижнепалеозойских отложений на северо-западе Енисейского края

1 - конгломераты и гравелиты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - известняки; 6 - известняки с прослойками обломочного песчано-алевритового материала; 7 - доломиты; 8 - мергели; 9 - кремнистые стяжения; 10 - породы фундамента; 11 - трилобиты

I - позднепротерозойская обломочная толща, II - то же, терригенно-карбонатная, III - кембрийская доломитовая толща, IV - то же, пестроцветная карбонатно-терригенная толща

Номера колонок соответствуют номерам тектонических структур на рис. 43

новато-серые тонкоплитчатые алевролиты, пачка которых в основании разреза обломочной толщи достигает видимой мощности 20–30 м. Алевролиты слюдисто-кварцевые, отчетливо горизонтально-слоистые. Коренные выходы базальных слоев обломочной толщи находятся в 5 км севернее, на западном крыле Средневороговской грабен-синклинали по р. Михеевой (см. рис. 46). Базальная пачка мощностью несколько десятков метров обнажена в 1,5 км выше устья реки. Она состоит из валунных и галечных конгломератов и трансгрессивно залегает на зеленых кварцево-сланцевых сланцах.

Основная по мощности средняя часть разреза обломочной толщи сложена переслаивающимися песчаниками, гравелитами и алевролитами с редкими прослоями и линзами конгломератов. Наблюдается общее неравномерное уменьшение размерности обломков вверх по разрезу. Преобладающие в базальной пачке буро-вишневый и сиреневый цвета пород постепенно сменяются зелено-серым. Этот сероцветный разрез обломочной толщи в Исаковской грабен-моноклинали по р. Исаковке сложен гравелитами, песчаниками, алевролитами, реже темными аргиллитами. В низах его встречены прослои и линзы мелкогалечных конгломератов. Разрез слоистый. Нередко удается наблюдать закономерное чередование слоев разных пород, напоминающее терригенный флиш. Простые ритмы – гравелиты – песчаники – алевролиты и аргиллиты – разделены четкими границами. Средняя мощность ритма 0,7–1 м и более. Мощность отдельных элементов ритма изменяется от нескольких сантиметров у мелкообломочных разностей до 20–40 см у грубозернистых пород. Иногда неполные простые ритмы образуют сложный ритм с общим неравномерным уменьшением вверх размерности зерен. По р. Исаковке в верхней части разреза описанных сероцветов несколько десятков метров сложено коричневато-серыми слюдистыми песчаниками, обычно неслоистыми, толстоплитчатыми, образующими при выветривании характерную шаровую отдельность (шары диаметром до 1,0 м; рис. 47). На р. Столбовой, по-видимому, в верхах обломочной толщи среди песчаников появляются редкие пласты массивных комковатых светло-серых кристаллических доломитов мощностью по несколько метров. С доломитами ассоциируют известковистые алевролиты и песчаники.

Выклинивающиеся пласты светло-серых массивных доломитов мощностью до 10 м обнаружены в верхах обломочной толщи также в Средневороговской грабен-синклинали по р. Михеевой.

На восточном борту Нижневороговской грабен-синклинали по р. Вороговке в 5 км от устья р. Михеевой и ниже по реке видимая в обнажениях часть обломочной толщи начинается с переслаивания алевролитов, песчаников и конгломератов. Темно-серые и зеленоватые алевролиты слагают пачки максимальной мощностью до 10–15 м. С ними переслаиваются пачки зелено-серых, сиреневых песчаников и конгломератов мощностью каждая от нескольких метров до первых десятков метров. Выше, как и на р. Исаковке, залегает более мощная пачка зеленых песчаников и алевролитов. Венчают разрез обломочной толщи листоватые черные глинисто-алевролитовые сланцы мощностью 20–30 м. В верхах сланцевой пачки появляются прослои глинистых известняков и пласты более массивных очень мелкокристаллических карбонатных пород, загрязненных песчано-алевролитовой примесью.

Из приведенного макроскопического описания обломочной толщи видно, что для нее характерно неравномерное уменьшение вверх по разрезу размеров обломочного материала – от преобладания в основании толщи конгломератов и гравелитов до средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, доломитов и сланцев в ее кровле. В вертикальном направлении происходят и характерные текстурные изменения. В грубокластических базальных накоплениях обломочной толщи почти полностью отсутствует горизонтальная слоистость. Шире распространены грубая пластовая отдельность в конгломератах, косая и перекрестная слоистость в песчаниках. Пласты по составу и мощности не выдержаны, часты выклинивания. В целом для нижней пачки типично линзоватое сложение. Средняя и верхняя сероцветные части разреза отчетливо горизонтально-слоистые.

Интересны закономерности изменения снизу вверх вещественного состава обломочной толщи. Для грубообломочной базальной части ее разреза характерна тесная зависимость состава конгломератов и песчаников от состава подстилающих метаморфических пород. Так, по р. Исаковке большой процент обломков состоит из под-



Рис. 47. Шаровая отдельность в пласте песчаника из верхов нижневороговской свиты (правобережье р.Исаковки, в 4 км ниже отметки 80,0 м)

стилающих кварцево-слюдяных сланцев потоскуйской (?) свиты и эпидотизированных диабазов; по рекам Михеевой и Вороговке в конгломератах и песчаниках многочисленны обломки метаморфических пород, имеются гальки серпентинитов; по р.Столбовой в песчаном цементе и гравелитах много обломков гематитизированных филлитов шунтарской (?) свиты. Как правило, в составе обломков конгломератов и песчаников присутствуют жильный кварц и кварцит. Величина обломков в базальных конгломератах сильно варьирует – от миллиметров до нескольких сантиметров, реже до валунов (низовья р.Михеевой). Песчаники разнозернистые. Окатанность обломков разная; преобладают плохо окатанные и неокатанные куски пород и минералов. Цемент описанных базальных образований чаще всего порового типа. Он состоит из легко разрушающихся минералов подстилающих пород, обычно из слюды, а также из их мелкообломочной фракции. Цемент глинисто-хлоритовый, слюдисто-алевритовый, слюдисто-песчанистый, реже песчанисто-гравийный. Типичная для базальной пачки буро-красная, вишневая, сиреневая окраска объясняется повышенным содержанием в цементе окислов железа. Мощность пород, окрашенных в красные цвета, на разных участках сильно меняется. Иногда (низовья р.Вороговки) четкое разделение на красноцветы и сероцветы невозможно. Красная окраска является, таким образом, неустойчивым признаком, который не может служить для выделения красных пород в качестве самостоятельной пачки или подсвиты, как это иногда делается (Долгинов, Пославская, 1964).

Состав серых и зелено-серых пород средней и верхней частей обломочной толщи несколько отличается от описанных базальных образований. В обломках гравелитов и песчаников, кроме преобладающего кварца, часты зерна полевых шпатов, обломки основных и кислых эффузивов, распространенных в подстилающих метаморфических породах. Реже встречаются листочки слюд, преимущественно биотита. Большую роль играют обломки недифференцированных подстилающих пород – кварцево-слюдяных сланцев, филлитов, микрокварцитов и т.д. Иногда породы нацело состоят из таких обломков. Характерны весьма слабые изменения обломков минералов и пород. Сортировка их по величине отсутствует. Зерна разного размера и состава одинаково окатаны или не окатаны вовсе. Цемент обычно очень немного, он поровый, слюдистый и железистый. Микрослоистость отсутствует. В породах нижневороговской свиты, чаще всего в песчаниках, на разных уровнях содержится примесь туфового материала.

Мощность нижней обломочной толщи вороговской серии в рассмотренных западных разрезах значительно меняется, составляя в обнажениях в среднем несколько сотен метров.

На нижней обломочной толще согласно залегает терригенно-карбонатная толща - верхневороговская свита.

В центральной части Исаковской грабен-моноклинали и по р. Столбовой в 1 км выше русловой отметки 83,0 м над доломитами и карбонатными песчаниками, залегающими в кровле обломочной толщи, обнажен разрез низов терригенно-карбонатной толщи видимой мощностью 60-70 м. Он начинается зелено-серыми плитчатыми песчаниками, вверх постепенно переходящими в темно-серые песчанистые известняки. Еще выше по разрезу эти известняки становятся тонкоплитчатыми, отчетливо волнистослоистыми. Слоистость обусловлена мелким чередованием алевроито-песчаных и глинисто-карбонатных слоев.

Выше по разрезу на р. Столбовой пачки плитчатых темных волнистослоистых известняков мощностью от нескольких метров до десятков метров чередуются с пластами светлых комковатых скрытокристаллических глинисто-карбонатных пород, с пакетами известково-глинистых сланцев и пластами зелено-серых граувакковых карбонатных песчаников мощностью до нескольких метров.

По р. Исаковке в составе терригенно-карбонатной толщи также большую роль играют темные волнистослоистые известняки. Они преобладают в нижней и средней ее частях. Благодаря отчетливой тонкослойной текстуре, в известняках нередко ясно видны сложные конседиментационные смятия оползневой типа. В волнистослоистых известняках встречаются пласты светлых доломитизированных массивных известняков мощностью до 15-20 м.

В верхней части терригенно-карбонатной толщи в Исаковской грабен-моноклинали, наряду с серыми мелкокристаллическими известняками и доломитами, появляется значительное количество прослоев и пластов (до нескольких метров) волнисто-слоистых разностей и граувакковых песчаников. Максимальная мощность терригенно-карбонатной толщи в центральной части Исаковской грабен-моноклинали - 1,5-2 км. Возможно, мощность несколько меньше; не исключено сдвигание отдельных частей разреза толщи.

В Нижневороговской грабен-моноклинали темные карбонатно-глинистые сланцы и доломиты верхов нижней толщи постепенно, в интервале разреза 10-20 м, как и в исаковском разрезе, сменяются темными глинистыми волнистослоистыми известняками с терригенной примесью. Отчетливослоистые тонкоплитчатые разности чередуются с более толстоплитчатыми (до нескольких дециметров) неяснослоистыми известняками. Последние нередко содержат линзы и прослои оолитовых известняков, слагающих иногда до 50% породы. Встречены редкие массивные пласты доломитизированных серых мелкокристаллических известняков и известковистых песчаников. Мощность этой нижней пачки переслаивания 200-300 м. Нижневороговский разрез терригенно-карбонатной толщи отличается от исаковского наличием на разных уровнях значительно более мощных горизонтов песчаников. Первый песчаный горизонт мощностью 250-300 м залегает непосредственно на описанной пачке переслаивания вблизи устья р. Мутной. В низах горизонта песчаники образуют монолитный пласт мощностью несколько десятков метров. Выше слои песчаников мощностью от 30 см до нескольких метров переслаиваются с пакетами плитчатых темных аргиллитов и алевролитов мощностью 1-5 м. В верхах песчаный горизонт, помимо упомянутых пород, содержит прослои темных песчанистых доломитизированных известняков.

Стратиграфически выше песчаников р. Мутной терригенно-карбонатная толща в обнажениях по р. Вороговке состоит главным образом из волнистослоистых песчаных известняков с прослоями песчаников, реже с пластами относительно чистых толстоплитчатых известняков незначительной мощности. Характерно ритмичное чередование перечисленных разновидностей пород. Среди волнистослоистых известняков встречены прослои осадочных брекчий и мелкие дисгармоничные складки (оползания?) внутри отдельных небольших по мощности пачек породы.

У устья р. Сухой описанные породы сменяются вторым горизонтом массивных зелено-серых песчаников, сходных с описанными у устья р. Мутной. Мощность песчаников около 100 м. Выше второго горизонта песчаников разрез сложен рит-

мично чередующимися пластами тех же зелено-серых песчаников и темных афанитовых известняков. Часто чередование носит характер флишевого. Ритмы средней мощностью 1 м сложены (снизу): 1) гравелитами и песчаниками (в отдельных наиболее полных ритмах), 2) песчанистыми известняками, 3) афанитовыми глинистыми и более чистыми известняками и доломитами. Границы между ритмами четкие; внутри ритмов переходы между элементами ритма постепенны. Общая мощность этой флишеобразной части разреза 400 м.

Верхнюю часть разреза верхневороговской свиты по р.Вороговке слагают терригенно-карбонатные породы: плитчатые волнистослоистые серые известняки с частой слоистостью, полосчатостью. По сути дела опять происходит мелкое ритмичное чередование обломочных и карбонатных пород. Встречены пласты зелено-серых массивных песчаников мощностью 1–3 м. Довольно часты прослои и линзы внутрiformационных брекчий – конгломератов мощностью 0,5–3 м. В верхах видимого разреза терригенно-карбонатной толщи наблюдается чередование горизонтов массивных серых известняков, полосчатых темно-серых очень мелкозернистых известняков с песчанистыми прослоями и тонкоплитчатых волнистослоистых известняков, подобных описаным. Таким образом, вся верхняя часть разреза, как и нижняя половина толщи, тоже характеризуется ритмичным переслаиванием терригенно-карбонатных разностей.

Видимая мощность отложений терригенно-карбонатной толщи выше горизонта песчаников у устья р.Сухой около 1000 м. Общая видимая мощность всей терригенно-карбонатной толщи в низовьях р.Вороговки составляет примерно 2000 м.

В Средневороговской грабен-синклинали на ее юго-западном крыле в сложении низов терригенно-карбонатной толщи участвуют породы, напоминающие флишеиды чивдинской свиты. Нижняя часть разреза терригенно-карбонатной толщи обнажена по рекам Вороговке и Михеевой в своде антиклинальной складки на восточном крыле грабен-синклинали (см. рис. 44, профили I–I и II–II). В ее составе преобладают ритмично чередующиеся плитчатые и тонкоплитчатые темно-серые известняки и листоватые известковистые сланцы шиферного типа. Слоистость в них более выдержанная, приближающаяся к горизонтальной. По р.Вороговке в основании очень маломощных (первые сантиметры) осадочных ритмов часто встречается также песчанистый и алевритовый материал. Видимая мощность этой части разреза толщи по р.Михеевой 500–600 м. Выше тонкоплитчатые известняки и сланцы постепенно исчезают из разреза, и верхняя часть терригенно-карбонатной толщи сложена переслаивающимися массивными и плитчатыми темно-серыми скрытокристаллическими известняками, доломитами, иногда с волнистослоистой текстурой, обусловленной тем же послойным распределением обломков. Встречены также пласты известковистых зелено-серых песчаников. Мощность этой части разреза составляет несколько сотен метров.

Из приведенного описания терригенно-карбонатной толщи видно, что она представлена чередованием трех главных разновидностей пород: волнистослоистыми известняками, точнее очень мелким (миллиметры) чередованием тонкообломочных и карбонатных слоев (рис.48), неслоистыми песчаниками и массивными доломитизированными известняками. Меньше распространены тонкоплитчатые известковисто-глинистые сланцы.

Темные волнистослоистые известняки преобладают в составе толщи, особенно в нижней и средней ее частях. Полосчатая волнистая текстура известняков обусловлена послойным обогащением породы песчано-алевритовой примесью в виде невыдержанных прослоечков по несколько миллиметров, чередующихся с глинисто-карбонатными прослойками мощностью до 1 см, редко больше. Известняки на выветрелой поверхности отчетливо ребристы, обычно тонкоплитчатые. В низах толщи терригенных прослоев больше. Обломочный материал полимиктовый. Наиболее часто встречаются кварц, полевые шпаты, микрокварцит, гематит. Вверх по разрезу толщи процент обломочной примеси в известняках неравномерно уменьшается, а в ее составе начинают резко преобладать кварцевые зерна.

Светло-серые и серые доломитизированные известняки и доломиты скрыто-, мелко- и неравномернокристаллические, массивные. Неравномерная перекристаллизованность обуславливает комковатое сложение породы. В нижней и средней частях терригенно-карбонатной толщи известняки и доломиты образуют отдельные пласты и обогащены терригенной примесью, аналогичной по составу обломкам в слоях тонкоплитчатых известняков. Отличие заключается в более хаотическом, непослойном рас-



Рис. 48. Волнистослоистые известняки из верхней части терригенно-карбонатной толщи в Средневороговской грабен-синклинали (правобережье р.Вороговки в 1 км выше устья р.Северной)

пределении этих обломков. Вверх по разрезу толщи роль карбонатных пород возрастает, а сами они становятся более чистыми.

Песчаники в составе терригенно-карбонатной толщи образуют отдельные пласты мощностью 0,5–1,5 м (пласт до 10 м наблюдается в верхах толщи по р.Исаковке) или пачки преимущественно песчаникового состава мощностью до первых сотен метров (низовья р.Вороговки). Количество песчаников в разрезе сначала уменьшается, а затем вновь возрастает вблизи кровли вороговской серии.

Песчаники зелено-серые, массивные и толстоплитчатые, мелко- и среднезернистые, граувакковые. Мелкозернистые алевритистые плитчатые разности характеризуются скорлуповатой отдельностью. В кластической части песчаников преобладает кварц; другими распространенными минералами и породами являются микрокварцит, полевой шпат, гематит, обломки гранитов и эффузивов. Цемент слюдисто-карбонатный, большей частью поровый, реже – базальтового типа.

В мощной песчанниковой пачке у устья р.Мутниной цемент песчаников преимущественно серицит-хлоритовый, лишь в слабой степени карбонатный. К кровле пачки карбонатность песчаников увеличивается. М.А.Семихатов (1962) указывает на наличие в некоторых шлифах фосфатсодержащего минерала (до 5–7%). Песчаники терригенно-карбонатной толщи отличаются от песчаников нижней обломочной толщи лучшей сортировкой обломочного материала по величине и почти полным отсутствием грубозернистых разностей. В составе их обломков весьма редки слюды, меньше обломков пород. В целом состав описываемых песчаников более лейкократовый, иногда близок к аркозовому. Довольно часто наблюдаются вторичные изменения обломков, по-видимому, связанные с их дальней транспортировкой. Преобладает карбонатный цемент; его больше, чем в песчаниках нижней толщи.

В целом для терригенно-карбонатной толщи в западных разрезах характерно тесное "переплетение" хемогенного карбонатного, кластического и глинистого материала.

Разрез толщи полиритмичен: наблюдается чередование разных пород от частого мелкого переслаивания песчанистых и карбонатно-глинистых слоев в волнистослоистых известняках до крупной ритмичности. Последняя выражена повторяющимися изменениями количественных соотношений песчаников, песчанистых тонкоплитчатых известняков и более чистых массивных карбонатных пород в пачках мощностью

по несколько десятков метров. Количество и характер распределения (степень "послойности") обломочного материала обуславливают флишиоидное строение отдельных частей терригенно-карбонатной толщи.

Описанная полиритмичность строения терригенно-карбонатной толщи наблюдается на фоне общего неравномерного увеличения количества хемогенного карбонатного материала вверх по разрезу толщи. В нескольких сотнях метров разреза у кровли терригенно-карбонатной толщи в Исаковской и Нижневороговской грабен-синклиналях вновь возрастает роль граувакковых песчаников, доломитовых и карбонатных брекчий.

Доломитовая толща (ярцевская свита) согласно залегает на образованиях вороговской серии. В Исаковской грабен-моноклинали по р.Исаковке в основании ее находится пачка (150-200 м) разнозернистых карбонатных песчаников и гравелитов с прослоями песчаных доломитов. Эти породы известны преимущественно в осыпях, и непосредственный контакт их с верхневороговской свитой не описан. Можно лишь констатировать быструю смену зелено-серых вороговских граувакк и волнистослоистых известняков светло-серыми, желтыми, розоватыми песчаниками и гравелитами олигомиктового кварцевого состава. Карбонатно-обломочные породы базальной пачки вверх по разрезу постепенно сменяются чистыми светло-серыми, иногда пестрыми доломитами, содержащими песчаную и глинистую примеси.

В разрезе чередуются массивные и плитчатые породы, обычно светло-серые и палевые, реже розовые. Доломиты однородные, часто, особенно в нижней половине толщи, неравномерно раскристаллизованные, комковатые. Отдельные пласты доломитов содержат вытянутые по напластованию линзовидные стяжения черного и серого кремня длиной от 1 до 15 см. Мощность доломитовой толщи по р.Исаковке 1200-1500 м.

Нижняя часть доломитовой толщи видимой мощностью несколько сотен метров хорошо обнажена в ядре Средневороговской грабен-синклинали по рекам Вороговке, Северной и Михеевой (см. рис.44, профиль I-I). В бассейне р.Северной и на других участках Л.К.Качевский отметил размыв в основании доломитовой толщи, которая начинается горизонтом грубообломочных пестрых карбонатных пород мощностью от одного до нескольких метров.

Выше в низах толщи на этих участках разрез мощностью 30-40 м сложен массивными светло-серыми и палевыми мелкокристаллическими доломитами. Доломиты содержат прослой сланцеватых зеленых глинисто-карбонатных пород, полимиктовых известковистых песчаников и темных песчаных известняков, сильно обогащенных обломками черного рудного минерала.

Выше залегает пачка характерных массивных трещиноватых серых и розовых доломитов. В разных направлениях породы испещрены мелкими прожилками белого кальцита, придающего доломитам вид брекчий. Еще выше в разрезе снова преобладают массивные светлые и толстоплитчатые доломиты. При ударе молотком породы нередко издают запах сероводорода. Отдельные пласты доломитов содержат стяжения кремней. Нередки также горизонты сильно окремненных пестрых пород.

На доломитовой толще в центральной части Исаковской грабен-моноклинали (низовья р.Исаковки) согласно залегает пестроцветная карбонатно-терригенная толща (красноутесная свита). Она начинается пачкой серых и розовых сильнопесчаных плитчатых доломитов и доломитистых песчаников. Основная часть толщи сложена песчаными доломитами, карбонатными песчаниками и алевролитами. В низах ее разреза описанные разности пород переслаиваются, образуя как бы ритмы разных порядков. Крупные ритмы (по 30-60 м) начинаются песчаниками и гравелитами, красными и пестрыми, неравномернозернистыми, полевошпат-кварцевыми, с карбонатным цементом. Выше размеры обломков уменьшаются, и в основании ритмов преобладают пестроцветные плитчатые карбонатные песчаники и алевролиты. В верхней части ритмов залегают массивные и толстоплитчатые песчаные розоватые и светло-серые доломиты (от нескольких метров до 20 м), образуя пласты мощностью от 0,5 до 1,5 м. В пределах каждого ритма наблюдается более мелкое чередование толстоплитчатых бурых глинисто-песчаных и плитчатых более светлых и более доломитистых пород с терригенными примесями. Общая видимая мощность нижней части пестроцветной толщи около 200 м.

Верхняя часть разреза пестроцветной толщи по рекам Исаковке и Столбовой слагает ядро синклинальной складки и плохо обнажена. По-видимому, в основном

она состоит из легко поддающихся выветриванию плитчатых красных песчаников и алевролитов, возможно, с прослоями доломитов.

Общая видимая мощность пестроцветной толщи по р.Исаковке примерно 500–700 м.

В приустьевой части р.Исаковки после значительного задернованного пространства наблюдаются отдельные мелкие выходы окремнелых желтых и палевых доломитов (см. рис. 44, профиль III–III). Стратиграфическое положение этих доломитов неясно: они или относятся к третьей (доломитовой) толще, или расположены выше пестроцветов карбонатно-терригенной толщи кембрия. Видимая мощность этих пород около 100 м.

В Нижневороговской грабен-моноклинали доломитовая и пестроцветная карбонатно-терригенная толщи нижнего кембрия частично обнажены по правобережью р.Енисея у устья р.Кутукаса (см. рис. 43). Ниже приведено их описание по данным Н.С.Подгорной.

Мощность, м

1. Доломитовая толща. Светло-серые и белые плитчатые микрокристаллические доломиты с пачками и прослоями (2–40 м) розовато-белых песчанистых доломитов и отдельными прослоями (по 10–15 см) тонкорассланцованных красных алевролитов 300–350
 2. Пестроцветная карбонатно-терригенная толща. Красные, реже серые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Конгломераты и гравелиты плохо сортированы, состоят из окатанных галек кварца, кварцитов, полевого шпата, слюдисто-кварцевых сланцев. Цемент серицит-железисто-глинистый. Песчаники полимиктовые, с линзами гравелитов и конгломератов. Нередка косяя слоистость 350–400
- Общая видимая мощность разреза 600–700 м.

Стратиграфические разрезы грабенов, расположенных ближе к сводам Центрального и Приенисейского антиклинориев, фациально и по мощности отличаются от разрезов Исаковской и Нижневороговской структур (см. рис. 46).

Мощность обломочной толщи вороговской серии в крайних западных разрезах по рекам Исаковке и Вороговке равна 500–600 м. Уже на западном крыле Средневороговской грабен-синклинали в пересечении по р.Кутукасу она сокращается до 400 м, а в обнажениях по р.Порожной на том же крыле обломочная толща (нижневороговская свита) полностью выклинивается. По-видимому, обломочная толща отсутствует также в Среднекутукасском грабене, где в обрывах по р.Вороговке на метаморфических образованиях трансгрессивно залегают доломиты и характерные волнистослоистые известняки терригенно-карбонатной толщи. В пересечении грабена по р.Кутукасу картина представляется менее определенной: в низах осадочного разреза здесь преобладают пестрые доломиты со строматолитами и прослоями песчаников и алевролитов. Выше залегает мощная пачка пестрых песчаников и гравелитов полу-континентального облика. Возможно, что нижняя часть этого разреза соответствует доломитовой толще, верхняя – карбонатно-терригенной, а вся вороговская серия в южной половине Среднекутукасского грабена вообще отсутствует.

Сходные сокращения мощностей и выклинивания к своду Центрального антиклинория испытывают также остальные свиты (см. рис. 46). В этом направлении в них происходят и фациальные изменения. В центральной части Средневороговской грабен-синклинали в обнажениях по р.Михеевой, в низах терригенно-карбонатной толщи большую роль играют карбонатно-глинистые сланцы. На западном крыле Средневороговской грабен-синклинали в ее северной, наиболее прогнутой части (разрез по р.Порожной) плитчатые известняки верхов терригенно-карбонатной толщи мощностью 40 м трансгрессивно залегают на среднерифейских образованиях. Известняки содержат неокатанные обломки подстилающих кристаллических сланцев и гнейсов размером до 30–40 см, а также обломки карбонатных пород, зерна полевых шпатов и кварца.

Аналогичная картина наблюдается в основании разреза Среднекутукасского грабена по р.Вороговке. На его восточном крыле базальная пачка песчанистых доломитов терригенно-карбонатной толщи (верхов обломочной толщи?) мощностью 50–60 м.

содержит прослои (по 5–10 см) конгломератов из обломков подстилающих рифейских кристаллических сланцев. Выше залегают породы, типичные для терригенно-карбонатной толщи – очень тонкослоистые глинисто-песчанистые известняки.

Вблизи свода Центрального антиклинория иногда теряются литологические критерии разделения вороговской серии на свиты. Так, в разрезе Нижнесурнинского грабена, согласно данным Е.А.Долгинова и Ф.П.Ковригина, вороговская серия, залегающая здесь под типичной доломитовой толщей, не разделяется на обломочную и карбонатную части: выше базальных грубообломочных отложений залегает толща пестроцветных, также обломочных пород. По-видимому, стратиграфическим аналогом части терригенно-карбонатной толщи в разрезе Нижнесурнинского грабена является толща переслаивания красноцветных гравелитов, конгломератов и карбонатных песчаников мощностью 600 м. Лишь выше нее, непосредственно под доломитами появляется пачка зелено-серых известковистых песчаников и песчанистых известняков, по облику напоминающих породы терригенно-карбонатной толщи западных разрезов. Мощность пачки 200 м.

Затруднительно выделить аналоги толщ (свит) западных разрезов в расположенных на своде Центрального антиклинория мелких грабенах в верховьях рек Северной и Вороговки (см. рис.43). Они заполнены главным образом обломочными породами, в нижней части – грубообломочными красноцветами. Лишь в самых верхах разреза грабена р.Северной появляются карбонатные отложения.

Доломитовая толща (ярецкая, или лебяжинская, свита) на севере Средневороговского и в Среднекутукасском грабенах, по-видимому, в значительной части замещается обломочными и глинистыми отложениями. Так, по р.Порожной на базальных плитчатых известняках залегает 100-метровая пачка доломитов с прослоями песчаников и алевропитовых сланцев. Выше доломиты сменяются кремнистыми породами, а затем – переслаиванием серых сланцев, алевролитов и песчаников с небольшим числом прослоев известняков. Мощность сероцветов 600–700 м.

Разрез доломитовой толщи по р. Вороговке в расположенном еще восточнее Среднекутукасском грабене следующий. Доломитовая толща начинается светло-серыми неяснопластовыми массивными доломитами мощностью всего 150 – 200 м. Выше доломитов, после задернованного участка длиной 100 м (долина р.Лиственной) залегает очень мелководная пачка пестрых пород. Она начинается чередованием красных глинисто-алевритовых сланцев, полимиктовых песчаников и кварцевых гравелитов, нередко косослоистых, с гематитом в цементе. Осадочные ритмы из этих пород обычно имеют мощность по несколько дециметров. Видимая мощность красных пород 30–40 м. Грубообломочные разности вверх по разрезу пачки постепенно исчезают, и ритмы в средней ее части сложены светлыми мелкозернистыми доломитами, серыми карбонатными алевролитами, темными глинистыми сланцами, реже песчаниками. В верхах пестрой ритмично построенной пачки опять появляются гравелиты. Мощность пестрой обломочно-карбонатной пачки 250–300 м. Ее вновь перекрывают светло-серые доломиты с прослоями темных глинистых сланцев видимой мощностью 20–30 м.

Еще восточнее, в бассейне р.Рыбной (см. рис.43) ярецкая (лебяжинская) свита, по данным Л.К.Качевского, с размывом, несогласно залегает на метаморфических породах. Разрез ее мощностью около 500 м начинается конгломератами и состоит из переслаивающихся пачек красноцветных песчаников, гравелитов, алевролитов, реже конгломератов с пачками серых и розовых доломитов, при подчиненной роли последних.

На своде Приенисейского антиклинория в Тисско-Чернореченском грабене вороговская серия вообще отсутствует. Осадочный разрез грабена начинается доломитовой толщей резко сокращенной мощности (200–300 м), с конгломератами в основании. Слагающие толщу доломиты и известняки содержат биогермы строматолитов (см. рис. 46).

Отложения пестроцветной карбонатно-терригенной толщи (красноутесной свиты) обычно плохо обнажены. В западных разрезах пестроцветная толща связана с подстилающей доломитовой постепенными переходами. В разрезе Тисско-Чернореченского грабена в ее основании наблюдается размыв. По материалам И.В.Воробьева, в низовье р.Большого Пита пестроцветная толща начинается с базальных конгломератов, красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами конгломератов. Мощ-

ность 250 м. Выше залегают невыдержанные пласты (по-видимому, биогермы) строматолитовых известняков (50–100 м), перекрытых несортированными косослоистыми песчаниками (70–80 м). Разрез венчают плитчатые глинистые мергели видимой мощностью 100 м.

Возраст вороговской серии, ярцевской
и красноутесной свит

Возраст вороговской серии и перекрывающих ее отложений долгое время устанавливался лишь на основании косвенных геологических сопоставлений. М.А.Семихатов (1962) определил его как нижнекембрийский (доленский), Е.А.Долгинов и И.А.Пославская (1964) – как “вендский комплекс”, О.П.Горяинова и Э.А.Фалькова “свиту р.Вороговки” отнесли к верхней части верхнего протерозоя (синия). Залегающие выше пестроцветные породы были включены этими исследователями в состав нижнего кембрия. Красноутесную свиту Г.И.Кириченко (1965б) сопоставил с эвенкийской свитой среднего–верхнего кембрия.

За последние годы появились прямые палеонтологические указания на возраст вороговской серии и перекрывающих ее отложений.

Л.Г.Заварзин в 1962 и 1963 гг. из отложений средней части пестроцветной карбонатно-терригенной толщи (красноутесной свиты) по р.Исаковке были собраны трилобиты. Они определены Н.Е.Чернышевой как *Pseudoeteraspis plana* N.Tchern. и *Parapoliella* sp., принадлежащие кетеменскому горизонту ленского яруса кембрия (Заварзин, Чернышева, 1965). Л.Г.Заварзин и Н.Е.Чернышева не исключают среднекембрийский возраст верхней части видимого разреза красноутесной свиты. Возможно, что в разрезах Тисско–Чернореченского грабена красноутесная свита имеет еще более молодой средне–верхнекембрийский возраст и соответствует эвенкийской свите.

Более подробные сборы трилобитов из низов и средней части красноутесной свиты по р.Исаковке были сделаны Ю.М.Фоминым в 1966 г. Н.В.Покровская из коллекции Ю.М.Фомина определила *Parapoliella sulcata* Rep., *Parapoliella* cf. *obrutschevi* (Lerm.), *Pseudoeteraspis angarensis* N.Tchern., *Pseudoeteraspis* sp. – формы кетеменского горизонта ленского яруса.

Из нижней части верхневороговской свиты по р.Вороговке под горизонтом мутнинских песчаников З.А.Журавлевой по сборам автора определены *Osagia minuta* Z.Zhur. и *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur. – формы онколитов, характерные для юдомского комплекса.

Заключение о юдомском возрасте вороговской серии на основании находки в ней *Osagia minuta* f.n. было сделано З.А.Журавлевой и ранее (Журавлева, 1964, стр.66). Возможно, что нижневороговская свита частично относится к третьему подразделению рифея.

Приведенные палеонтологические сведения о возрасте древних осадочных пород на западном склоне Центрального антиклинория согласуются с принятым в этой работе отнесением вороговской серии к верхнему рифею (включая юдомский комплекс), а ярцевской и красноутесной свит – к кембрию. За границу между рифеем и кембрием условно принято основание доломитовой толщи (ярцевской свиты). Этому уровню соответствует размыв или литологически резкая смена состава пород.

Общие замечания

Верхнерифейские–нижнекембрийские отложения на северо–западе Енисейского края подразделяются на два крупных осадочных цикла, соответствующих вороговской серии и ярцевской – красноутесной свитам. Циклы литологически резко разграничены или разделены размывом. Этот уровень приблизительно соответствует стратиграфической границе кембрия и докембрия. Каждый из циклов начинается и заканчивается обломочными, нередко пестроцветными отложениями. Вороговский седиментационный цикл начинается нижневороговской свитой, сложенной обломочными, нередко красноцветными полимиктовыми породами. Обломки плохо сортированы, слабо окатаны, со-

став их изменяется в прямой зависимости от состава подстилающих образований. Размер обломков неравномерно уменьшается вверх по разрезу свиты, у кровли которой в значительном количестве появляются глинистые сланцы и доломиты. Для верхневороговской свиты характерны общая известковистость пород и тесное смешение полимиктового обломочного и карбонатного материала, выражающееся в мелком чередовании карбонатных и песчано-алевритовых слоев (волнистослоистые известняки) или в наличии неравномерно распределенной кластической примеси в массивных известняках и доломитах. Характерны пласты и мощные пачки карбонатных граувакк. Они часты в низах верхневороговской свиты; вверх по разрезу количество их уменьшается, а затем снова возрастает у кровли свиты. В верхах ее разреза граувакковые песчаники обычно встречаются совместно с пластами осадочных брекчий и подводноползновыми внутрипластовыми смятиями. Такое строение верхней части разреза вороговской серии, вероятно, объясняется усилением конседиментационных тектонических движений и обмелением бассейна. Но в целом вороговский седиментационный цикл является трансгрессивным: его верхние горизонты занимают большие площади по сравнению с нижними. Для вороговской серии типично полиритмичное строение, особенно отчетливое в разрезах верхневороговской свиты.

Разделение вороговской серии на две свиты является предварительным. Вероятно, в дальнейшем в составе серии будет выделено большее число свит. Такие попытки уже делаются (Кириченко, 1965а,б; Качевский, КГУ; Ишков, 1970), хотя общепринятых более дробных подразделений пока не существует. Несомненно лишь то, что местная стратиграфическая шкала этих отложений должна базироваться на наиболее полных западных разрезах описанной территории.

Типичными породами ярцевской свиты верхнего седиментационного цикла являются массивные доломиты, отличающиеся значительной фациальной выдержанностью. Для доломитов характерно окремнение: они содержат кремнистые стяжения и пропластки почти во всех грабенах западного склона Енисейского кряжа. Заканчивается цикл обломочными и карбонатно-обломочными пестроцветными отложениями красноутесной свиты.

Верхнерифейские-нижекембрийские отложения на северо-западе Енисейского кряжа сохранились в грабенах; разломы, ограничивающие грабены, возможно, являются оперяющими по отношению к Енисейскому тектоническому шву. Мощность и стратиграфическая полнота разрезов верхнерифейских-нижекембрийских отложений связана с их структурным положением: свиты испытывают закономерные изменения фаций и мощностей вплоть до полного выклинивания снизу по мере приближения к своду Центрального антиклинория. Наиболее широко распространены верхние подразделения верхнерифейского-нижнепалеозойского осадочного разреза. В связи с отмеченными изменениями можно утверждать, что верхнерифейский-кембрийский осадочный бассейн был асимметричен, а свод современного Центрального антиклинория как положительная структура существовал во время седиментации.

Наиболее полные западные разрезы вороговской серии в низовьях рек Ворогови, Исаковки, Столбовой и других ограничены с востока крупным разломом, относящимся к зоне Енисейского шва (см. рис.5). Эти мощные сплошь сероцветные разрезы не содержат грубообломочных горизонтов, лишены перерывов, сложены в основном сероцветными карбонатно-глинистыми и мелкообломочными отложениями. По общему облику и составу названные морские отложения относятся скорее к геосинклинальным, а не к орогенным образованиям. Они залегают на зеленокаменных породах исаковской толщи рифея, слагающих окраину рифейской эвгеосинклинали.

О ВОЗРАСТНЫХ СОПОСТАВЛЕНИЯХ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ

Трудности корреляции отложений вороговской, ослянской, чингасанской и тасеевской серий объясняются разобщенностью районов их распространения, недостаточными палеонтологическими и радиологическими характеристиками, а также значительной фациальной изменчивостью, делающей литологические признаки при корреляциях ненадежными. На современном уровне изученности возможны лишь приближенные их сопоставления.

Возрастные соотношения позднедокембрийских осадочных серий

Стратиграфическая шкала, возраст (в млн. лет)		Енисейский кряж						Тасеевская впадина
		Северо-запад		Северо-восток		Юго-восток		
	См ₁	Лебяжинская свита и ее возрастные аналоги						
570	R ₄	Вороговская серия	Свиты Верхнево-рогов-ская	Чингасанская серия	Свиты Немчанская Огневская (подъем-ская) Чивидинская	Ослянская серия	? Свиты Терри-генная Даш-кин-ская Тасеевская серия	Свиты Мошакотская Чистьяковская Алешинская
700	R ₃		Нижнево-роговская		Карьерная Лопатин-ская		Нижне-ангар-ская	?
850±50			R		R ₂		R ₃	A - Pt ₂
Корреляция свит тасеевской серии со свитами Заангарья спорна								

О возрастных соотношениях вороговской и чингасанской серий большинство геологов высказываются однозначно. На их разновозрастность (в объеме лопатинской - чивидинской свит) указывали В.Н.Григорьев и М.А.Семихатов (1958), а затем и другие исследователи (Кириченко, 1967 и др; Гурьев и др., 1966; Хаин и др., 1967; Воробьев, 1969; Ишков, 1970; и т.д.). Как показано выше (табл. 3 и соответствующие описания), отложения чингасанской и вороговской серий характеризуются сходными формами онколотов третьего-четвертого подразделений рифея. При этом к R₃ в Тейско-Чапском районе относятся лопатинская и карьерная свиты, а чивидинская свита занимает промежуточное положение. Условно к R₃ может быть отнесена нижневороговская свита. Верхневороговская свита с онколитами юдомского комплекса сопоставляется с немчанской и огневской (подъемской) свитами.

Возраст, ослянской серии до сих пор вызывает споры. Некоторые геологи относят всю ослянскую серию к третьему подразделению рифея, считая ее более древней, чем чингасанская и вороговская серии (работы М.А.Семихатова, Г.И.Кириченко, Е.А.Долгинова, многих из геологов-съемщиков КГУ). Иного взгляда придерживается А.В.Лесгафт (1958), рассматривающий дашкинскую свиту ослянской серии как возрастной аналог карбонатных пород "свиты р.Вороговки". В последнее время мнение об разновозрастности ослянской серии с вороговской и чингасанской (лопатинская - чивидинская свиты) высказали И.В.Воробьев (1969) и А.И.Ишков (1970). Автор также разделяет это мнение, однако спорным в сопоставлениях И.В.Воробьева и А.И.Ишкова считает отнесение дашкинской свиты к третьему подразделению рифея. На основании многочисленных определений юдомских форм онколотов из пород дашкинской свиты (З.А.Журавлева и др., 1969) последнюю более вероятно сопоставлять с верхними свитами чингасанской серии и с верхневороговской свитой. Нижнеангарская свита по положению в стратиграфическом разрезе отнесена к R₃ и приблизительно соответствует по возрасту лопатинской, карьерной и нижневороговской свитам.

Вывод об разновозрастности чингасанской, вороговской и ослянской серий подтверждается общностью строения их разрезов. Как было показано выше, все они являют-

ся трансгрессивными и в целом могут рассматриваться как разные "фазии" сложного, но единого трансгрессивного цикла осадконакопления¹. Начало этой позднерифейской трансгрессии по радиологическим данным для чингасанской серии соответствует 800 ± 50 млн. лет. Верхняя граница трансгрессивного цикла совпадает с грубо-обломочным базальным горизонтом нижнего кембрия. Как показали исследования М.А.Жаркова и Ю.К.Советова (1969), этот горизонт является удивительно выдержанным для юго-восточной и южной окраин Сибирской платформы, включая островную свиту Тасеевской впадины и терригенно-карбонатную толщу Могдыгайской синклинали. По нашим данным он прослеживается в основании лебяжинской свиты также на севере Енисейского края (см. раздел "Позднерифейские - нижнепалеозойские отложения...").

В Тасеевской впадине согласно подстилающая нижнекембрийские отложения тасеевская серия палеонтологически нема. Она охарактеризована лишь единичными радиометрическими определениями, позволяющими условно считать ее в основном юдомской. Это подтверждает сопоставление тасеевской серии с терригенной толщей Могдыгайской синклинали, трансгрессивно залегающей на нижеангарских (R_3 ?) и более древних породах. Стратиграфические соотношения терригенной толщи (тасеевской серии?) с дашкинской свитой остаются до конца невыясненными, о чем подробно говорилось выше.

Все сказанное о возрастных соотношениях чингасанской, вороговской, ослянской и тасеевской серий суммировано в табл. 4.

¹ Термин "трансгрессивный цикл" употребляется мною в понимании А.П.Феофиловой (1954).

Основываясь на сообщенном фактическом материале, попытаемся кратко охарактеризовать главные признаки байкальского орогенеза на Енисейском кряже, касающиеся его пород, тектонических форм и развития во времени.

Орогенный процесс в рифейской миогеосинклинали Енисейского кряжа зародился в позднегеосинклинали стадии тектонической дифференциации (1100–800 млн. лет). Следствием его явилось формирование на развивающихся антиклинориях орогенных накоплений геоантиклинального типа. В смежных синклиниях сохранялся геосинклинальный режим. Проявление орогенеза на стадии дифференциации было неравномерным не только в пространстве, но и во времени: периоды резкого тектонического расчленения чередовались с периодами общей нивелировки и широкого накопления карбонатных и глинистых толщ (свиты карточки, джурской и т.д.). Почти на всей территории кряжа 800 ± 50 млн. лет назад геосинклинальный режим сменился орогенным, продолжавшимся около 200 млн. лет. Конец байкальского орогенного этапа связан с нивелировкой орогенного сооружения к началу нижнекембрийской трансгрессии, когда на значительных пространствах байкальской зоны существовала низкая плоская суша (Яншин, 1964; Атлас ..., 1969). Выравнивание тектонических условий было настолько существенным, что привело к накоплению как на Сибирской платформе, так и на части территории байкалид единой "эвапоритовой соленосно-карбонатной формации" (Григорьев, Семихатов, 1961). Новые глыбовые движения и отложение пестроцветных терригенных толщ на территории байкалид произошли в среднем–верхнем кембрии. Они явились отражением раннекаледонского орогенеза и поэтому не относятся к собственно байкальскому горообразованию. Таким образом, не только байкальская складчатость, но и последующий байкальский орогенез в рассматриваемой области – полностью позднедокембрийские.

На изученной территории байкальский орогенный комплекс (R_{3-4}) наиболее широко распространен в краевых впадинах байкалид; приводимые ниже характеристики относятся прежде всего к орогенным образованиям этих впадин. Все они расположены в пределах внешней миогеосинклинальной подзоны рифейской геосинклинали, но тектоническая позиция их различна. Большая часть Тасеевской впадины заложилась непосредственно на кристаллическом фундаменте Сибирской платформы. Орогенные накопления на северо–востоке Енисейского кряжа формировались на крыле активно развивавшегося Центрального антиклинория, а ослянской серии – на территории рифейского Ангара–Питского синклиatoria. Состав пород и стиль дислокаций орогенного этапа находятся в тесной зависимости от положения конкретных участков в общем плане рифейской миогеосинклинали.

Главные типы пород чингасанской, ослянской и тасеевской серий – моласса, мелководные флишoidные и карбонатные, нередко органогенные отложения. Обломочные автохтонные накопления (моласса) преобладают в составе тасеевской серии, а флишoidы и известняки – в ослянской. При этом в сложении дашкинской свиты велика роль глинистого и карбонатного хемогенного материала, а в отложениях нижнеангарской свиты – аллохтонного кварца. Вблизи поднятий флишoidы нередко замещаются толщами пролювиального облика, а карбонатные отложения – обломочными пестроцветами. Магматические образования в составе серий почти полностью отсутствуют.

В полном объеме байкальский орогенный комплекс – крупный осадочный цикл, начинающийся и заканчивающийся мелководными или субконтинентальными, нередко красноцветными отложениями, а в средней части сложенный сероцветными флишoidными толщами. Позднедокембрийские осадочные серии в разных районах являются как бы "фашиями" этого цикла, образовавшимися в неодинаковых структурных условиях. Орогенный комплекс построен полиритмично: образуемый им осадочный цикл распадается на ритмы нескольких порядков – от крупных и сложных (ранга свит) до простых флишевых. Полиритмичное строение является типичной чертой позднедокембрийских орогенных толщ. Позднедокембрийский осадочный цикл в целом является трансгрессивным: границы орогенной седиментации расширялись во времени. Это доказывается более широким территориальным распространением верхних свит орогенных серий и направленным изменением состава их пород снизу вверх по

разрезу. Верхняя регрессивная часть цикла по сравнению с нижней трансгрессивной сокращена. Процесс направленного расширения верхнерифейской седиментации и нивелировки орогенных структур протекал неравномерно: складчато-глыбовое орогенное сооружение периодически подновлялось новыми орогеническими движениями разной интенсивности. Эти движения, происходившие как бы пульсациями, отражены в полиритмичном строении стратиграфических разрезов позднедокембрийских серий. Возможно, что с одной из таких подвижек связано заложение новой компенсационной структуры - Тасеевской впадины.

Полиритмичное строение орогенных серий имеет важное стратиграфическое значение. Выделение свит в объеме крупных осадочных ритмов наиболее рационально в этих слабо палеонтологически охарактеризованных толщах.

Байкальский орогенез проявился на площади рифейской миеосинклинальной зоны, занимавшей почти всю территорию Енисейского кряжа, за исключением его западной окраины. Структурный ряд байкальского орогена беден: он состоит из краевого поднятия и системы краевых впадин. Эти подразделения имеют глыбовый, германотипный характер (Клитин и др., 1963; Постельников, 1965; Мусатов, 1966; и т.д.). В их строении важную роль играют разломы северо-западного (продольного) и субширотного (поперечного) направлений. Характеристики структур второго порядка - отдельных впадин - более разнообразны. Глыбовый стиль морфотектонического развития ярко выражен на юге области (Канская глыба, Тасеевская впадина). Дислокации пород осянкой серии приближаются к пликативным геосинклинальным формам, а чингасанской серии - занимают промежуточное положение между первыми двумя крайними типами.

Описанные по восточной периферии Енисейского кряжа впадины и прогибы являются компенсационными структурами. Развитие этих впадин было тесно связано с формированием краевого орогенного поднятия, служившего для них главным поставщиком осадочного материала. В связи с воздыманием краевого поднятия наблюдается направленное расширение осадконакопления от поднятия к востоку, в сторону древней платформы. Этот процесс подробно рассмотрен в работе для территории северо-востока Енисейского кряжа, предполагается он также и в других районах. Возникновение первых орогенных прогибов и начало формирования базальных горизонтов чингасанской, возможно, осянкой и тасеевской серий произошло в зоне Татарского тектонического шва и на его южном продолжении. Дальнейшее расширение площадей седиментации к востоку, по-видимому, происходило также с использованием ослабленных тектонических зон. Примером может служить Иочимская впадина по границе с Глубокинским поднятием, вероятно, заложившаяся в чивидинское время в "зоне флексур и разломов" (см. стр. 62-63).

Рассмотренные особенности развития орогенных впадин обусловили их структурную и седиментационную асимметрию. Прилегающие к краевому поднятию западные борта впадин круче восточных и сложнее построены. Вдоль них располагаются грабены (Дюбоковский, Верхневороговский), линейные "пришовные" дислокации (Могдыгайская синклиналь и другие структуры Ишимбинской зоны), системы разрывов и т.д. Здесь же обычно находятся мощные и стратиграфически полные разрезы верхнерифейских осадочных серий. Вдоль границ с краевым поднятием во впадинах накапливался наиболее грубообломочный плохо сортированный материал (моласса тасеевской серии вдоль подножия Канской глыбы, валунно-галечные конгломераты чивидинской свиты вблизи Центрального антиклинория, "шлейф" из рудных конгломератов нижнеангарской свиты у Панимбинского антиклинория и т.д.). На пологих склонах и в центральных частях впадин значительно распространены мелкообломочные и карбонатные фации орогенных отложений.

Полоса впадин и прогибов по восточной периферии Енисейского кряжа названа в работе системой краевых впадин. Признаками, сближающими эту систему с краевыми прогибами, являются: формирование ее на этапе эпигеосинклинального орогенеза в прогнутой части краевой системы внешней миеосинклинальной подзоны, состав отложений и полиритмичное строение верхнерифейских серий, структурная и седиментационная асимметрия впадин, смещение осадконакопления в сторону платформы, амагматичность. Своеобразие этих структур, не позволяющее отнести их к типичным краевым прогибам, заключается прежде всего в их структурной разобщенности и значительной индивидуальности развития отдельных "ячей" системы, что привело к созданию для каждой из них своей стратиграфической шкалы. Специфической явля-

ется также большая продолжительность рифейских геосинклинальных стадий, в том числе и орогенной. Последняя охватывает промежуток времени в 200–250 млн. лет. Это обстоятельство неоднократно отмечалось в печати (Ишков, 1970). Такая специфика объясняется общими закономерностями эволюции земной коры, установленными пока эмпирически: продолжительность геосинклинальных циклов и соответствующих орогенезов неогей последовательно возрастает от молодых к древним (Stille, 1950b; Моссаковский, 1965; и др.).

Перечисленные признаки за и против отнесения краевых орогенных структур байкалид Енисейского края к краевому прогибу заставляют считать их в совокупности своеобразным гомологом более поздних краевых прогибов неогей.

Иную структурную позицию занимает Вороговский внутренний прогиб, расположенный на восточной окраине рифейской эвгеосинклинальной зоны. Толщи вороговской серии в низовьях рек Вороговки, Исаковки и других сложены морскими, преимущественно сероцветными граувакками, известняками, доломитами мощностью более 2000 м. Они значительно дислоцированы. К орогенным образованиям байкалид их можно отнести лишь весьма условно. С большим основанием орогенными можно называть кембрийские карбонатно-терригенные пестроцветы красноутесной свиты.

Тектоническая классификация Вороговского прогиба затруднена тем, что на поверхности обнажается лишь его окраина, а большая часть прогиба скрыта под платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты к западу от краевого поднятия байкалид. Структуры, занимающие сходное тектоническое положение, доступны изучению в Восточном Саяне и Байкальской горной области. По-видимому, краевыми поднятиями байкалид в названных областях являются поднятие северо-восточного склона Восточного Саяна и Байкало-Витимское поднятие, созданные позднекембрийским орогенезом. К югу от этих структур расположены зоны рифейских эвгеосинклиналей ранних каледонид, закончившие геосинклинальное развитие в среднем или верхнем кембрии. В складчатом обрамлении Сибирской платформы автору неизвестны хорошо выраженные эвгеосинклинальные зоны байкалид и миогеосинклинальные – ранних каледонид, хотя геосинклинальное развитие тех и других в основном совпадает во времени, отличаясь лишь верхним возрастным пределом. Напрашивается предположение, что миогеосинклинали байкалид и эвгеосинклинали салаирид являются внешней и внутренней зонами единой геосинклинальной системы. Разновременное замыкание мио- и эвгеосинклинальной зон такой системы, возможно, объясняется тем, что первая заложилась на дорифейском сиалическом фундаменте, а вторая – на основании с маломощным сиалическим "слоем" или вообще лишенном его. Продолжительное накопление рифейских толщ, байкальская складчатость, формирование позднекембрийских гранитоидов привели к скоплению в миогеосинклинали значительного количества сиалического материала. В совокупности с дорифейским сиалическим фундаментом этот новообразованный сиалический материал создал в миогеосинклинальной зоне "слой" мощности, достаточной для наступления заключительного орогенеза. В эвгеосинклинальной зоне начало верхнерифейского орогенеза выражено в лучшем случае кратковременным стратиграфическим перерывом, после которого продолжалось накопление мощных эффузивно-осадочных толщ. Проверка высказанного предположения и окончательное решение вопроса о соотношениях байкалид и ранних каледонид возможны только путем сравнительного анализа их геологической истории, что выходит за рамки этой работы.

Орогенные породы байкалид сибирского тектонотипа в направлении к эвгеосинклиналям ранних каледонид латерально замещаются геосинклинальными образованиями, а в сторону древней Сибирской платформы переходят в одновозрастные платформенные отложения. Эти замещения происходят постепенно (например, изменения состава и мощности пород вороговской серии при удалении от свода краевого поднятия на запад; см. рис. 46). Естественно, что породы и структуры орогенного этапа байкалид несут ряд признаков как геосинклинального, так и платформенного типов. В свете сказанного становится понятным существование упоминавшихся во "Введении" противоположных точек зрения на их тектоническую природу.

- Анатольева А.И. 1964. О верхней границе позднего докембрия в низовьях Ангары. - Докл. АН СССР, т. 159, № 4.
- Анатольева А.И. 1967. Палеотектоника юго-запада Сибирской платформы в эпоху формирования красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия. - Геотектоника, № 3.
- Архангельская Н.А., Григорьев В.Н., Зеленов К.К. 1960. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраины Сибирской платформы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 33.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. I-IV. 1969. М.-Л., Гостеолтехиздат.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч.1. 1962. М., Гостеолтехиздат.
- Беличенко В.Г. 1969. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., "Наука".
- Беличенко В.Г., Хренов П.М. 1965. О байкальских каледонидах. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Белов В.П. 1964. Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа. - Вестник МГУ, серия геол., № 1.
- Белов В.П. 1968. Верхнепротерозойская (рифейская) габбро-плагиигранитная формация Енисейского кряжа. - Докл. АН СССР, т. 180, № 4.
- Белоус Н.Х. 1952. К вопросу об условиях формирования железных руд при осадконакоплении. - Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12.
- Белоусов В.В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".
- Белянкина М.Н. 1969. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа. - Геотектоника, № 3.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1963. К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов северо-западной части Енисейского кряжа. - Вестник МГУ, серия геол., № 6.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1964. К вопросу о структурно-фациальной зональности рифейских отложений в ангарской части Енисейского кряжа. - В кн. "Вопросы геологии Красноярского края". Изд-во МГУ.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1965. Структура рифея в северо-западной части Енисейского кряжа. - Геотектоника, № 2.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1968. Роль автохтонных и аллохтонных формаций в строении позднекембрийских геосинклинальных структур (на примере Енисейского кряжа). - Геол. и геофиз., № 12.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. 1969. Границы байкалид Енисейского кряжа и их положение в тектонической структуре Центральной Сибири. - Сов. геология, № 8.
- Благовещенская М.Н. 1960. Тектоническое строение Иркинеевского выступа Енисейского кряжа и зоны Ангарских складок. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 32.
- Богданов А.А. 1955. Некоторые замечания о краевых прогибах. - Вестник МГУ, серия геол., № 8.
- Богданов А.А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 1.
- Богданов А.А., Хаин В.Е. 1968. Вместо послесловия. - В кн.: Г.Штилле. "Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли". М., "Мир".
- Борисяк А.А. 1923. Геологический очерк Сибири. Пг.
- Волобуев М.И. 1967. Геохронология и геология гранитоидов Енисейского кряжа. - Автореф. канд. дисс. М.
- Волобуев М.И., Зацепина Е.Ф., Зыков С.И., Ступникова Н.И. 1964. Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа. - В кн. "Вопросы геологии Красноярского края". Изд-во МГУ.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. 1962. Магматические формации Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 3, Красноярск.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. 1964. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. - В кн. "Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы". М., "Недра".
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. 1968. Верхний протерозой. Енисейская складчатая область. - В кн. "Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления". Л., "Наука".
- Воробьев И.В. 1969. Позднепротерозойская геосинклинальная система Енисейского кряжа и история ее развития. - Автореф. канд. дисс. М.
- Вотах О.А. 1968. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., "Наука".
- Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. 25-30 октября 1965 г. Тезисы докладов. 1965. Новосибирск.
- Высоцкий В.И., Драгунов В.И. 1966. Поперечная зональность краевых структур западной окраины Сибирской платформы. - В кн. "Совещание по проблеме "Прогибы" (Тезисы докладов). Л., НИИГА.

- Гарань М.И. 1963. Западный склон и Центральная зона Южного Урала. - В кн. "Стратиграфия СССР. Верхний докембрий." М., Госгеолтехиздат.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). - "Абсолютный возраст геологических формаций". (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука".
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Л., "Наука".
- Герлинг Э.К., Артемов Ю.М. 1964. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского края. - Геохимия, № 7.
- Глико О.А. 1957. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского края. - Сов. геология, сб. 62.
- Григорьев В.Н. 1956. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского края. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 4.
- Григорьев В.Н. 1963а. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. - Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Григорьев В.Н. 1963б. Осадочные формации нижнекембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. - Автореф. канд.дисс. М.
- Григорьев В.Н., Репина Л.Н. 1956. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. 1958. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых "тиллитов" северной части Енисейского края. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А. 1961. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Григорьев В.Н., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1969. О происхождении доломитов юдомского комплекса Средней Сибири. - Докл. АН СССР, т.184, № 2.
- Гурьев А.Г., Ковригина Е.К., Подгорная Н.С. 1966. Позднегеосинклинальные прогибы байкалд Енисейского края. - В кн. Совещание по проблеме "Прогибы" (Тезисы докладов). Л., НИИГА.
- Даценко В.М. 1970. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (на примере Западного Присяяня). - Геотектоника, № 6.
- Даценко В.М., Корнев Т.Я. 1969. Размещение эффузивов спилито-кератофировой группы формаций и некоторые вопросы тектоники Енисейского края. - Сов. геология, № 7.
- Дашкевич Н.Н., Мусатов Д.И., Яскевич В.И., Фейгин Е.Б., Шерман М.Л. 1969. Основные этапы развития и глубинное строение западной части Сибирской платформы. - В кн. "Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае" (Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 6). Красноярское кн. изд-во.
- Дашкевич Н.Н., Яскевич В.И., Четвергов А.П., Мусатов Д.И., Фейгин Е.Б. 1970. Глубинное геологическое строение западной части Сибирской платформы по геофизическим данным. - В кн. "Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы". Красноярское кн. изд-во.
- Дембо Т.М. 1948. Гурахтинские и каламинские граниты Северо-Енисейской тайги. - Сов. геология, сб. 32.
- Додин А.А., Маньковский Б.К. 1966. История геологического развития прогибов юго-западного обрамления Сибирской платформы. - В кн. Совещание по проблеме "Прогибы" (Тезисы докладов). Л., НИИГА.
- Долгинов Е.А. 1964. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского края. - В кн. "Вопросы геологии Красноярского края". Изд-во МГУ.
- Долгинов Е.А. 1966. Рифейская история развития и основные черты тектонического строения Енисейского края (Заангарская часть). - Автореф. канд.дисс. М.
- Долгинов Е.А., Пославская И.А. 1964. К вопросу об объеме и геотектонических условиях формирования вендского комплекса на западном склоне Енисейского края. - В кн. "Вопросы геологии Красноярского края". Изд-во МГУ.
- Домарев В.С., Кочкин Г.Б. 1967. Кварцевые порфиры и порфириды района верховьев р.Вороговки (Енисейский край). - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 112.
- Дренев Н.В. 1963. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы. - В кн. "Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Жарков М.А. 1960. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. - Материалы по геол. и полезным ископ. Восточной Сибири, вып. 6 (27). Иркутск.
- Жарков М.А. 1963. История тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины. - В кн. "Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Жарков М.А., Советов Ю.К. 1969. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение. - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 51.

- Журавлева З.А. 1964. Онколиты и катаграфии рифей и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. - Труды ГИН АН СССР, вып. 114.
- Журавлева З.А., Крылов И.Н., Постельников Е.С. 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты олянокской серии (верхний докембрий Енисейского края). - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Журавлева И.Т., Советов Ю.К., Титоренко Т.Н. 1969. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия юга Сибирской платформы. - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 51.
- Заварзин Л.Г., Чернышева Н.Е. 1965. Новые данные о кембрии Енисейского края. - Геол. и геофиз., № 3.
- Зайцев Н.С. 1954. О тектонике южной части Сибирской платформы. - В кн. "Вопросы геологии Азии", т. I, М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Н.С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. - В кн. "Складчатые области Евразии". М., "Наука".
- Замараев С.М. 1968. О соотношении древних платформ и складчатых систем на примере Сибирской платформы. - В кн. "Орогенетические пояса" (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия, Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука".
- Зоненшайн Л.П. 1969. О многоосинклиналиях. - Геотектоника, № 4.
- Зоненшайн Л.П., Поикиров В.П., Уфлянд А.К. 1966. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. - Геотектоника, № 5.
- Ицков А.И. 1970. Строение и условия образования позднегокембрийского орогенного комплекса Енисейского края. - Автореф. канд. дисс. М.
- Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижев В.П. 1966. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский край, Туруханское и Чадобешское поднятия). - В кн. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г." М., "Наука".
- Казацкий Ю.П. 1966. Состав и происхождение известняков дашкинской свиты (Енисейский край). - Литол. и полезные ископ., № 3.
- Карпышев В.С. 1968. Кембрий Нижнего Приангарья. - В кн. "Кембрий Восточной Сибири". - Труды Иркутск. ун-та, т. 47, серия геол., вып. 5.
- Каталог данных изотопных определений возраста. 1968. - В кн. "Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления". М., "Наука".
- Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. 1967. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. - В кн. "Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири". Красноярское кн. изд-во.
- Кириллов А.С. 1963. К вопросу о структуре приенисейской окраины Сибирской платформы. - В кн. "Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Кириченко Г.И. 1956. О тектонической структуре Енисейского края и о положении ее в общей структуре региона. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4.
- Кириченко Г.И. 1958. Стратиграфия докембрия западной и южной окраины Сибирской платформы (Енисейский край, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна). - В кн. "Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г." М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Кириченко Г.И. 1961. Енисейский край. - В кн. "Геология СССР, т. XV. Ч. 1. Красноярский край". М., Госгеолтехиздат.
- Кириченко Г.И. 1963. Тектоника Енисейского края. - В кн. "Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Кириченко Г.И. 1965а. Енисейский край. - В кн. "Стратиграфия СССР. Кембрийская система". М., "Недра".
- Кириченко Г.И. 1965б. Поздние и послегеосинклинальные прогибы Енисейского края и смежных областей байкалд. - Сов. геология, № 7.
- Кириченко Г.И. 1967. Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири". Л., "Недра".
- Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. 1970. Байкаллы юго-восточной Сибири. - Труды ГИН АН СССР, вып. 219.
- Клитин К.А., Палей И.П., Постельников Е.С. 1963. Особенности морфологии структур восточной окраины Енисейского края. - Докл. АН СССР, т. 152, № 5.
- Клитин К.А., Постельников Е.С. 1966. Орогенные образования байкалд Восточной Сибири. - Геотектоника, № 6.
- Клитин К.А., Постельников Е.С. 1968. К проблеме байкальской складчатости. - В кн. "Орогенетические пояса" (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука".
- Книппер А.Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. - В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука".

- Ковригина Е.К. 1967. Стратиграфия нижнедокембрийских метаморфических толщ Енисейского кряжа. - Бюлл. научно-техн. информ. Тематический выпуск стратиграфия, серия геол. месторождений полезных ископ., регион. геол., № 7.
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П. 1960. Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского кряжа в бассейнах рек Верхней и Нижней Сурних, Столбовой и Исаковки. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 40.
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П. 1967. Магматические породы северо-западной части Енисейского кряжа. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири". Л., "Недра".
- Комов И.Л. 1962. Новые данные по стратиграфии отложений тасеевской серии синия - нижнего кембрия в центральной части Енисейского кряжа. - Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск.
- Корнев Т.Я. 1962. Магматические формации южной части Енисейского кряжа. - Докл. АН СССР, т. 144, № 1.
- Корнев Т.Я. 1968. Стратиграфическое положение и формационный состав вулканогенных пород рифея Енисейского кряжа. - В кн. "Стратиграфия, литология и вопросы металлогении палеозоя и позднего докембрия востока Алтае-Саянской области". Красноярское кн. изд-во.
- Косыгин Ю.А. 1969. Тектоника. М., "Недра".
- Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. 1963. Структуры ограничения Сибирской платформы. - В кн. "Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Кочкин Г.Б. 1966. К стратиграфии докембрийских осадочно-вулканогенных отложений Енисейского кряжа. - Сов. геология, № 3.
- Красильников Б.Н. 1963. О докембрийских краевых прогибах Сибири. - Геол. и геофиз., № 5.
- Красильников Б.Н. 1968. Условия возникновения древних прогибов класса краевых. - Геол. и геофиз., № 6.
- Кренделев Ф.П., Ножкин А.Д. 1961. О послекембрийском магматизме в Енисейском кряже. - Геол. и геофиз., № 9.
- Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея. - Докл. АН СССР, т. 181, № 2.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. 1967. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., № 2.
- Кузнецов Ю.А. 1941а. Гранитные интрузии Южно-Енисейского кряжа. - Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 61, вып. 1.
- Кузнецов Ю.А. 1941б. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. - Материалы по геологии Западной Сибири, № 15 (57). Томск.
- Кузнецов Ю.А. 1944. Гранитные интрузии Южно-Енисейского кряжа. - Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 62, вып. 1.
- Кузнецов Ю.А. 1961. Енисейский кряж. - В кн. "Геология СССР, т. XV. Ч. 1. Красноярский край". М., Госгеолтехиздат.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".
- Кузнецов Ю.А. 1966. Некоторые проблемы исследования интрузивного магматизма Алтае-Саянской складчатой области. - В кн. "Магматические и метаморфические образования Сибири". Тезисы докладов Сибирского петрографического совещания. М., "Недра".
- Кузнецов Ю.А. 1970. Основные типы маγμαконтролирующих структур и магматические формации. - Геол. и геофиз., № 9.
- Кэй М., 1955. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ.
- Лейпциг А.В., Ицков А.И. 1970. Орогенный этап байкалид западной окраины Сибирской платформы. - В кн. "Тектоника Сибири", т. IV. М., "Наука".
- Лесгафт А.В. 1958. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского кряжа. - В кн. "Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956 г." М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Лучицкий И.В. 1960. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. - В кн. "Каледонская орогенция" (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 19). М., Изд-во АН СССР.
- Мац В.Д. 1965. Верхний докембрий Западного Прибайкалья. - Автореф. канд. дисс. Иркутск.
- Медведков В.Н. 1960. Геологическое строение и ресурсы железных руд Ангара-Питского бассейна. - В кн. "Перспективы промышленного освоения Ангара-Питского железорудного бассейна". М., Изд-во АН СССР.
- Мейстер А.К. 1910. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. СПб.
- Моссаковский А.А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. - Геотектоника, № 2.
- Моссаковский А.А. 1968. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей. - В кн. "Орогенические пояса". (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука".

- Моссаковский А.А. 1969. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. - В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука".
- Муратов М.В. 1949. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. - В кн. "Тектоника СССР", т. II. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Муратов М.В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 2.
- Муратов М.В. 1968. Складчатые геосинклинальные пояса и системы и особенности их развития. - Изв. Геол. ин-т. Вып. А.Н. Сер. геотект., стратигр. и литол., кн. XVII.
- Муратов М.В., Хаин В.Е. 1968. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. - В кн. "Орогенные пояса (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия, Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука".
- Мусатов Д.И. 1966. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. - Докл. о работах на соискание уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Красноярск.
- Мусатов Д.И. 1967. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. - В кн. "Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири". Красноярское кн. изд-во.
- Мусатов Д.И., Волобуев М.И. 1964. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа. - В кн. "Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы". М., "Недра".
- Наливкин Д.В. 1932. Учение о фалиях. М.-Л., Госгортехиздат.
- Наливкина Э.В. 1965. Стратиграфия метаморфических толщ Канской глыбы Енисейского кряжа. - Докл. АН СССР, т. 161, № 4.
- Николаев И.Г. 1924. Годовой отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Енисейского горного округа за 1923 г. - Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. 3, вып. 5.
- Николаев И.Г. 1929. Маршрутные исследования в бассейне правых притоков р. Енисей к северу от р. Гаревки, произведенные в 1928 г. - Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. 10, № 1.
- Николаев И.Г. 1930. Ледниковые отложения (тилиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже. - Изв. Главн. геол.-развед. упр., т. 49, № 7.
- Обручев В.А. 1927. Геологический обзор Сибири. М., ГИЗ.
- Обручев С.В. 1929. Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского горста. - Изв. АН СССР, вып. 7, № 41.
- Оффман П.Е. 1959. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. - В кн. "Тектоника СССР", т. IV. М., Изд-во АН СССР.
- Павлова Т.Г. 1964. О новом типе гранитной формации на примере западной части Центрального Казахстана. - Докл. АН СССР, т. 156, № 4.
- Павлова Т.Г. 1968. К вопросу о продолжительности формирования гранитоидных комплексов на основе радиологических данных. - Докл. АН СССР, т. 181, № 1.
- Павловский Е.В. 1948. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. - Труды ИГН АН СССР, вып. 99, серия геол., № 31.
- Павловский Е.В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е.В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. - Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Павловский Е.В. 1959. Зоны перикратонных опусканий - платформенные структуры первого порядка. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Павловский Е.В. 1960. Поздний докембрий (верхний протерозой) западного и восточного Прибайкалья. - В кн. "Стратиграфия позднего докембрия и кембрия". М., "Наука".
- Парфенов Ю.И. 1964. Интрузивные магматические комплексы Южно-Енисейского кряжа. - В кн. "Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы". М., "Недра".
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, т. 196, № 3.
- Петров С.Г., Решетова С.А. 1967. Геология и петрография татарского, аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири". Л., "Недра".
- Плотников Л.М. 1958. Новые данные о распространении рудоносной нижнеангарской свиты на юго-востоке Енисейского кряжа. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 5.
- Подгорная Н.С., Гурьев А.Г. 1960. О некоторых особенностях толщи конгломератобрекчий, развитых по р. Вороговке, на севере Енисейского кряжа. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 40.
- Постельников Е.С. 1965. О морфологии дислокаций тасеевской серии в северо-восточной части Енисейского кряжа. - Геотектоника, № 4.
- Постельников Е.С. 1971а. Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа. - Геотектоника, № 4.

- Постельников Е.С. 1971б. О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чингисанской серии (поздний докембрий Енисейского кряжа). - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 76, вып. 5.
- Предтеченский А.А. 1960. Древнее поднятие Южной Сибири (к вопросу о "Древнем тении Азии"). - Труды СНИИГТИМС, вып. 13.
- Пузанов Л.С. 1962. О характере сочленения Енисейского кряжа с прилежащими структурами Сибирской платформы. - Сов. геология, № 5.
- Пучкова Б.Б., Подгорная Н.С. 1966. К характеристике минералогического состава верхне-докембрийских и нижнекембрийских отложений северо-восточной части Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., № 11.
- Пушаровский Ю.М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. - Труды ГИН АН СССР, вып. 28.
- Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю. 1964. Биостратиграфия нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука".
- Решения совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. 1962. Новосибирск.
- Сагитов Н.А. 1962. Докембрий Заангарья Енисейского кряжа. Изд-во Казанск. ун-та.
- Салоп Л.И. 1960. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. - В кн. "Стратиграфия и корреляция докембрия" (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Салоп Л.И. 1967. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., "Наука".
- Семихатов М.А. 1959. Нижний кембрий Канско-Ангарской впадины. - Бюлл.МОИП, отд. геол., т.34, вып. 2.
- Семихатов М.А. 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. - Труды ГИН АН СССР, вып. 68.
- Семихатов М.А. Трапезников Ю.А. 1965. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии. - Геотектоника, № 4.
- Скляр Р.Я. 1962. Некоторые черты геологического строения Чадобешского антиклинального поднятия. - Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып.3. Красноярское кн. изд-во.
- Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н., Булдаков В.В., Леонтьев Л.Н., Недумов И.В. 1967. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., "Наука".
- Советов Ю.К. 1968. Нижний кембрий центральных районов Енисейского кряжа. - Геол. и геофиз., № 8.
- Спичарский Т.Н. 1958. Сибирская платформа. - В кн. "Геологическое строение СССР, т.3. Тектоника", М., Госгеолтехиздат.
- Суворова Н.П. 1954. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. - В кн. "Вопросы геологии Азии", т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Сулимов И.Н. 1970. Присяно-Енисейский догерцинский краевой прогиб. - Труды СНИИГТИМС, серия нефт. геол., вып. 81.
- Сурков В.С. 1963. Строение складчатого фундамента Минусинского межгорного прогиба и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным. - В кн. "Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. Масштаб 1:5 000 000. 1966. М., "Наука".
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1:2 500 000. 1964. М., "Наука" - "Недра".
- Тетяев М.М. 1923. О некоторых основных вопросах геологии Сибири. - Бюлл.МОИП, новая серия, отд. геол., т. 2, № 3.
- Устиев Е.К. 1963. Вулкано-плутонические формации и их положение в структурах Земли. - В кн. "Рудоносность вулканогенных формаций", М., Госгеолтехиздат.
- Феофилова А.П. 1954. К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна. - Докл. АН СССР, т.44, № 5.
- Хаин В.Е. 1964. Общая геотектоника. М., "Недра".
- Хаин В.Е., Волобуев М.И., Воробьев И.В., Ишков А.И., Синельников Д.В. 1967. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое. - Вестник МГУ, серия геол., № 5.
- Херасков Н.П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Херасков Н.П. 1964. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. - В кн. "Деформация пород и тектоника" (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., "Наука".
- Херасков Н.П. 1965. Тектоника и формации. Обобщ. докл. на соискание уч. степ. доктора геол.-мин. наук. М.
- Хоментовский А.С. 1945. Структура и тектоника Сибирской платформы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 5.
- Хоментовский В.В. 1960. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т.3, М., Изд-во АН СССР.

- Хренов П.М. 1968. Некоторые замечания к тектонической карте Евразии и монографии "Тектоника Евразии" - Геотектоника, № 5.
- Черский И.Д. 1886. К геологии Внутренней Азии. - Труды СПб. об-ва естествозн., т. 17, вып. 2.
- Чумаков Н.М. 1964. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия. - В кн. "Геология докембрия". М., "Наука".
- Шатский Н.С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 3-4.
- Шатский Н.С. 1935. О тектонике Арктики. - В кн. "Геология и полезные ископаемые севера СССР", т. 1. Л., изд. Главсевморпути.
- Шатский Н.С. 1937. О неокатастрофизме (к вопросу об орогенических фазах и о процессах складкообразования). - Проблемы сов. геол., № 7.
- Шатский Н.С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. - Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2 (6).
- Шатский Н.С. 1946. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н.С. 1947. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н.С. 1948. О взаимоотношении Урала и Пайхоя. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н.С. 1951. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н.С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. - В кн. "Стратиграфия позднего докембрия" (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н.С. 1963а. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. - Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н.С. 1963б. Рифейская эра и байкальская складчатость. - Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Шибистов Б.В. 1966. Тектоника Приенисейского краевого прогиба. - В кн. 4 Совещание по проблеме "Прогибы" (Тезисы докладов). Л., НИИГА.
- Штилле Г. 1964. Введение в строение Америки. - Избранные труды. М., "Мир".
- Штрейс Н.А. 1964. О происхождении Гондваны. - В кн. "Гондвана". (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., "Наука".
- Штрейс Н.А. 1967а. Значение исследований Н.П.Хераскова в развитии учения о геологических формациях. - В кн. : Н.П.Херасков. Тектоника и формации. (Избранные труды). М., "Наука".
- Штрейс Н.А. 1967б. Проблема связи магматизма и складчатости. - В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука".
- Штрейс Н.А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. - В кн. "Вулканизм и тектоника" (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2). М., "Наука".
- Шукина Е.Н., Петров Г.И. 1936. К вопросу о стратиграфии метаморфических толщ центральной части Енисейского кряжа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т.14, вып. 5.
- Эдельштейн Я.С. 1923. Тектоника и полезные ископаемые Сибири. - Изв.Геол.ком., т.42, № 1.
- Юдин Н.И. 1968. Литология железорудных месторождений Ангара-Питского бассейна. М., "Наука".
- Яншин А.Л. 1964. Тектоническое строение Евразии. - Геотектоника, № 5.
- Bertrand M. 1887. La chaine des Alpes et la formation du Continental european. - Bull. Soc. Geol. France, vol. 15.
- Gilbert G.K. 1890. Lake Bonneville. - U.S. Geol. Surv. Monogr., vol. 1.
- Kober L. 1933. Die Orogenetheorie. Berlin.
- Launau L. de. 1911. La géologie et les richesses minerales de l'Asie. Paris.
- Schermernhorn L.-I.S., Stanton W.I. 1963. Tilloids in the West Congo geosyncline. - Quart. J.Geol. Soc. London, vol. 119.
- Stille H. 1919. Die Begriffe "Orogenese" und "Epirogenese". - Z.Dtsch. geol. Ges., Bd 71.
- Stille H. 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin.
- Stille H. 1944. Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Berlin.
- Stille H. 1950a. Bemerkungen zu James Gillulys "Distribution of Mountain Building in Geologic Time". - Geol. Rundschau, Bd. 38, H.2.
- Stille H. 1950b. Der "subsequente" Magmatismus. Berlin.
- Stille H. 1950c. Nochmals die Frage der Episodizität und Gleichzeitigkeit der orogenen Vorgänge. - Geol. Rundschau, Bd. 38, H.2.
- Stille H. 1958. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. - Beih. Geol. Jahrb., H. 22.
- Suess E. 1901. Das Antlitz der Erde. Bd. 3, H.1.Wien.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА	17
ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ – НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СТРУКТУРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ТАСЕЕВСКОЙ ВПАДИНЫ	37
Краевые впадины байкалид	37
Север-восток Енисейского кряжа	39
Местная стратиграфическая шкала и современный структурный план	39
Характеристика тектонических структур и стратиграфических подразделений	40
Возраст чингасанской серии и лебяжинской свиты	67
Общие замечания	68
Юго-восток Заангарской части Енисейского кряжа	72
Местная стратиграфическая шкала и современный структурный план	72
Характеристика главных стратиграфических подразделений	77
Возраст осянкой серии, терригенной и терригенно-карбонат- ной толщ	91
Общие замечания	92
Тасеевская впадина	93
О тектонической природе системы краевых впадин байкалид Енисейского кряжа	97
Вороговский внутренний прогиб и прилегающие участки антиклинориев на северо-западе Енисейского кряжа	98
Местная стратиграфическая шкала и современный структурный план	98
Характеристика главных стратиграфических подразделений	102
Возраст вороговской серии, ярцевской и красноутесной свит	111
Общие замечания	111
О возрастных сопоставлениях позднедокембрийских осадочных серий	112
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	115
ЛИТЕРАТУРА	118

CONTENTS

INTRODUCTION	5
REVIEW OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE TERRITORY OF THE YENISEI RIDGE	17
LATE RIPHEAN -LOWER PALEOZOIC DEPOSITS AND STRUCTURES OF THE YENISEI RIDGE AND TASEYEVIAN BASIN	37
Marginal basins of Baikals	37
North-east of the Yenisei ridge	39
Local stratigraphic scale and the recent structural plan. Characteristic of tectonic structures and stratigraphic subdivisions	39
The age of the Chingasanian series and Lebyazhian suite	40
General considerations	67
South-east of the Trans-Angara part of the Yenisei ridge.	68
Local stratigraphic scale and the recent structural plan	72
Characteristic of the main structural subdivisions	77
The age of the Oslyanian series, terrigenous and terrigne-carbonaceous strata	91
General considerations	92
Taseyevian basin	93
On the tectonic nature of the system of the margi- nal basins Baikals of the Yensei ridge	97
Vorogovian internal basin and adjacent areas of anticlinoria in the north-west of the Yenisei ridge	98
Local stratigraphic scale and the recent structural plan	98
Characteristic of the main stratigraphic subdivisions. .	102
The age of the Vorogovian series, Yartsevian and Krasnoutyesian suites.	111
General considerations	111
On age correlations of Late Precambrian sedimentary series	112
CONCLUSION.	115
BIBLIOGRAPHY	118

Евгений Сергеевич Постельников

Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа)

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Л.С.Тапельзон
Художник А.Г.Кобрин
Художественный редактор В.Н.Титуков
Технический редактор Л.М.Сурикова

Книга издана офсетным способом

Подписано к печати 19/II-73. Формат 70х108 1/16
Усл.-печ. л. 11,9 Уч.-изд. л. 14,0 Тираж 750
Т-02210 Бумага офсетная 1. Цена 1 р.40 к. Зак.109.

Издательство "Наука" ГСП 103717
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, В-9, 9-я линия, 12.

1 р. 40 к.