

Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ  
РАЗВИТИЕ  
ЕНИСЕЙСКОГО  
КРЯЖА  
В ПОЗДНЕМ  
ДОКЕМБРИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Е.С. ПОСТЕЛЬНИКОВ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ  
РАЗВИТИЕ  
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА  
В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

*Труды, вып. 341*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА  
1980

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

E.S. Postelnikov

GEOSYNCLINAL DEVELOPMENT  
OF THE YENISEI RIDGE  
IN LATE PRECAMBRIAN

*Transactions, vol. 341*

---

Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. Постельников Е.С. М.: Наука, 1980. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 341).

На примере Енисейского кряжа охарактеризованы осадконакопление и магматизм геосинклинального цикла в разных структурных подразделениях рифейских геосинклиналей. Разрез рифея имеет полициклическое строение. Описаны формации и основные структурные подразделения рифтогенной, ранне- и позднегеосинклинальной стадий (циклов II порядка) рифейского геосинклинального мегацикла, а также циклы III порядка. Сравнение формационных рядов разновозрастных циклов позволило конкретизировать вывод автора о возвратно-поступательном характере рифейского геосинклинального процесса. Его верхняя возрастная граница в регионе — конец юдомя. Она определена по появлению орогенного магматизма, моласс, региональных несогласий. Рассмотрено мнение о гренвилльской складчатости на Енисейском кряже. Сделан вывод о сложном, но едином геосинклинальном мегацикле, равном по объему всему геосинклинальному рифею региона.

Табл. 6. Ил. 13. Библ. 110 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*К.А. Клитин*

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*V.G. Gerbova, V.A. Krashennikov, P.P. Timofeev*

Responsible editor

*K.A. Klitin*

## ВВЕДЕНИЕ

Рифей выделен Н.С. Шатским в 1940-х годах при изучении позднего докембрия Урала. Рифейская эра охарактеризована им как "... типичный цикл, причем наиболее интересный, начальный цикл, при котором структура земной коры только приобретала принципиально иные особенности, свойственные во всей дальнейшей истории Земли" [Шатский, 1960, с. 13]. Самостоятельность рифейского цикла Н.С. Шатский обосновал несогласиями на его границах и сложным, но направленным изменением рифейского осадконакопления в миогеосинклинальных разрезах уральского стратотипа, Енисейского кряжа, Большого Патома и т.д. Тектонические движения, проявившиеся в рифейский этап и завершившие его, названы Н.С. Шатским байкальскими. Структурным результатом всего развития земной коры в рифее явились складчатые сооружения байкалид [Шатский, 1963].

Эти положения Н.С. Шатского подверглись обсуждению и дальнейшей разработке. По поводу продолжительности геосинклинального цикла байкалид существуют три точки зрения.

Сторонники одной из них определяют геосинклинальное развитие байкалид в объеме всего рифея, по Н.С. Шатскому. Именно так представлен байкальский цикл на тектонических картах СССР, Евразии, а также в ряде сводок [Тектоника Евразии, 1966; Херасков, 1967; Клитин и др., 1970; Келлер, 1973; и др.]. В коллективной монографии "Нижняя граница рифея и строматолиты афебия" [1978] нижняя граница рифея проводится непосредственно выше афебских складчатостей. Историко-геологическим и палеонтологическим методами показано, что нижняя граница рифея представляет собой важнейший рубеж, отчетливо проявившийся на всех материках. Нижняя граница рифея на уровне  $1650 \pm 50$  млн. лет принята также на последнем Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия СССР в г. Уфе в мае 1977 г. [Келлер и др., 1977].

Стремление сократить возрастной объем рифейского геосинклинального цикла намечалось с 1960-х годов, когда радиометрическими методами была установлена огромная, свыше 1000 млн. лет, продолжительность формирования уральского стратотипа рифея. Исходя из историко-тектонической сущности рифейского этапа, А.А. Богданов и В.Е. Хаин [1971] высказались за проведение его нижней границы на уровне 1300—1400 млн. лет. Позднее В.Е. Хаин [1971] еще более сократил этот интервал, датировав нижний возрастной предел байкальского тектонического цикла 1 млрд. лет и включив в рифейскую эру, по Н.С. Шатскому, готский и грэнвилльский тектонические циклы.

Противоположная тенденция — значительно расширить геохронологические рамки докембрийских геосинклиналей — основана на признании тесной взаимосвязи раннепротерозойского и рифейского развития. Так, Л.И. Салоп [1967] оценивает продолжительность существования геосинклинали Байкальской горной области в 2000 млн. лет.

Разногласия относительно объема геосинклинального цикла байкалид объясняются прежде всего недостаточной изученностью времени и способов заложения позднедокембрийских геосинклиналей<sup>1</sup>. Другая причина — нечеткость самих определений понятий

<sup>1</sup> Предпринятая на обзорных тектонических картах 1950—1960-х годов классификация геосинклинальных циклов по возрасту складчатости, а также некоторые региональные исследования последних лет [Хоментовский, Шенфильс, 1976] позволили уточнить верхнюю возрастную границу цикла, но не дали ответа на эти вопросы.

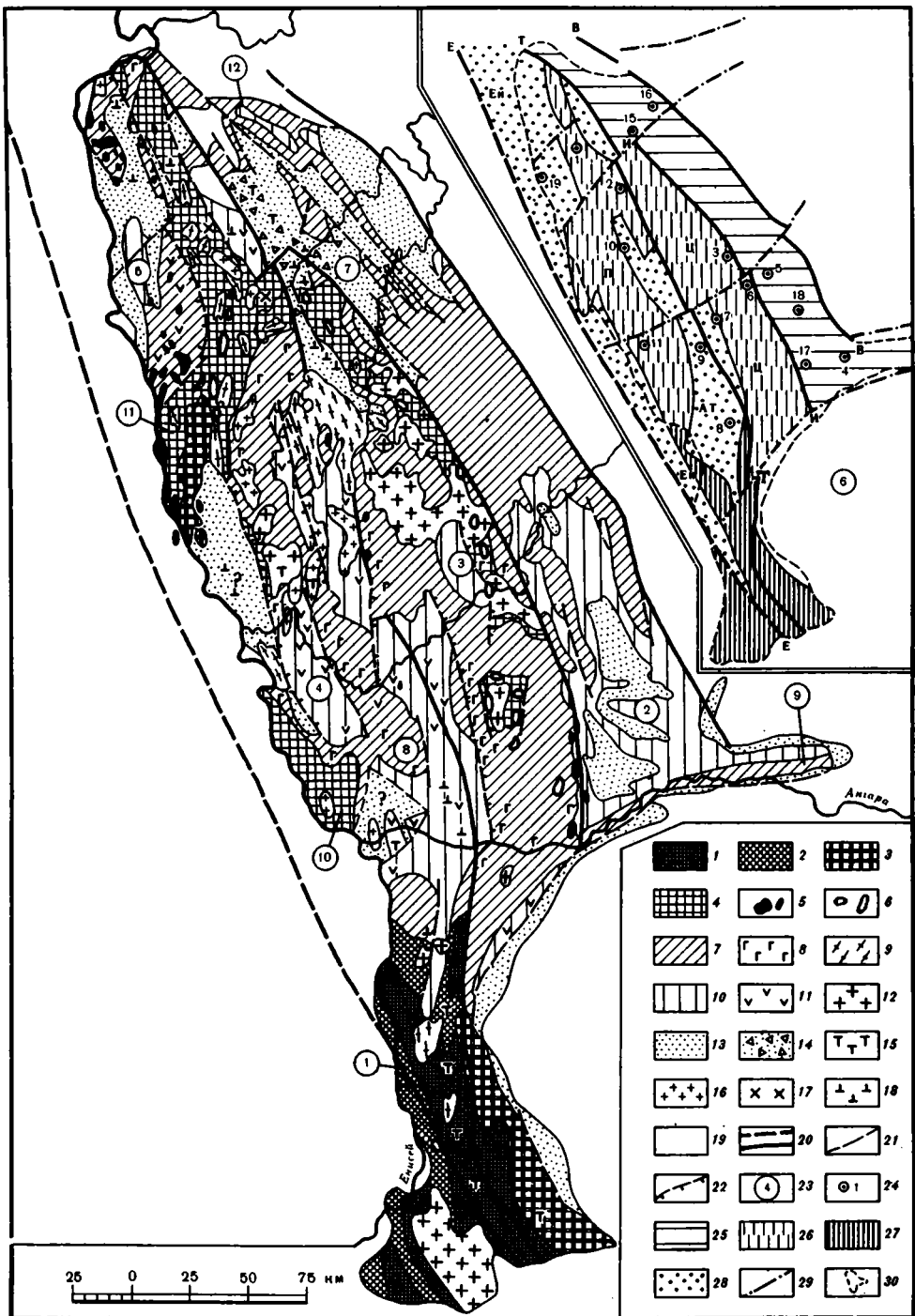


Рис. 1. Тектоническая схема Енисейского края

Фундамент рифейской геосинклинали. Выходы дорифейской сиалической коры: 1 — канская серия, гранито-гнейсы богуняевского комплекса (AR), 2 — енисейская серия ( $PR_1^1$ ), 3 — таракский ( $1800 \pm 100$  млн. лет) и гаревский комплексы гнейсо-гранитов, 4 — тейская и абалаковская серии ( $PR_2^2 - R_1^?$ ), возможно и более древние образования на северо-западе; протрузии (?) меланократового фундамента: 5 — ультрабазиты (сурнихинский комплекс), габброиды и ультрабазиты (борсихинский комплекс). Рифейские геосинклинальные образования. Породы раннегеосинклинальной стадии (сухопитской цикломы —  $R_{1-2}$ ): 6 — ортоамфиболиты (индыглинский комплекс), 7 — осадочные, 8 — вулканиты основного состава, 9 — гранито-гнейсовая формация (тей-

ский комплекс — ~ 1000 млн. лет); породы позднегеосинклинальной стадии (тунгусикский цикломы —  $R_{2-3}$ ): 10 — осадочные, 11 — вулканиты и субвулканические тела разного состава (токминский комплекс и др.), 12 — формация гранитных батолитов (татарский комплекс — ~ 850 ± 50 млн. лет); породы орогенной стадии (чингисанского и чепского циклов —  $R_{3-4}$ ): 13 — осадочные без подразделения, 14 — олистострома, 15 — трахибазальтовая формация (включая диабазы ведугинского комплекса), 16 — гранит-лейкогранитовая формация (глушихинский комплекс), 17 — гранит-граносиенитовая формация (нойбинский комплекс), 18 — щелочно-базальтоидная и щелочно-сиенитовая формации (среднетатарский комплекс и др.). 19 — породы платформенного чехла (фанерозойские). 20 — тектонические швы; 21 — разломы; 22 — надвиги; 23 — тектонические структуры (прогибы: 1 — Юдинский, 2 — Ангаро-Питский, 3 — Кадринский, 4 — Бурмакинский, 5 — Вороговский; впадины: 6 — Тасеевская, 7 — Тейская; 8 — Сухопитская горст-антиклиналь; выступы: 9 — Иркинёвский, 10 — Абалаковский, 11 — Гаревский, 12 — Чернореческий). *На врезке.* 24 — положение колонок (см. рис. 3, 5, 6, 11); главные подразделения современной структуры Енисейского горста: 25 — Восточная миогеосинклинальная зона, 26 — Центральное (Ц) и Приенисейское (П) поднятия, 27 — Южно-Енисейская глыба, 28 — Ангаро-Тисский (АТ) и Енисейский (Ен) приразломные прогибы, 29 — поперечные зоны дислокаций (включая сдвиги), 30 — контур Енисейского горста по подошве палеозоя; региональные разломы: В-В — Восточный, И-И — Ишимбинский, Т-Т — Татарский, Е-Е — Енисейский

“геосинклиналь”, “геосинклинальный цикл” в геологической литературе (подробнее об этом см. Моссаковский [1975]; Хомизури [1976]). Подчеркнем также, что реперными для различных определений рифейского цикла до недавнего времени служили лишь относительно хорошо исследованные разрезы миогеосинклинальных зон (работы Н.С. Шатского и др.). Многие важные атрибуты рифейского геосинклинального режима (например, геосинклинальный магматизм) зачастую в них не учитывались.

Весьма важным аспектом, подчеркнутым Н.С. Шатским при изучении разрезов рифейских миогеосинклиналей, является их полициклическое строение. В разрезе рифейского цикла уральского стратотипа Н.С. Шатский, а ранее М.Г. Гарань и А.И. Олли выделили четыре меньших седиментационных цикла, соответствующих сериям местной стратиграфической шкалы. Полициклическое строение рифея отмечалось Н.С. Шатским в Енисейском крае, Учуро-Майском районе, на Патомском нагорье и т.д. [Шатский, 1960, 1963; и др.].

Важнейшая характеристика цикличности — соотношение направленного развития и повторяемости в вертикальном ряду циклов и в пределах каждого из них. В.Е. Хаин [1971, с. 31] выделил в истории Земли тектонические циклы нескольких порядков: “С точки зрения диалектической логики циклы вовсе не должны быть вполне тождественными. Напротив, поскольку развитие идет не по замкнутому кругу, а по спирали, они представляют лишь элементы, стадии более крупных циклов; соответственно, каждый последующий цикл закономерно отличается от предыдущего и в целом соблюдается сочетание повторяемости и направленности развития”. Говоря о циклах продолжительностью 150–200 млн. лет, В.Е. Хаин (там же, с. 31) отмечает: “Повторяемость проявляется лишь в самых общих чертах: преобладание погружений сменяется преобладанием поднятий, морское осадконакопление — континентальным, подводный вулканизм — наземным, основной магматизм — кислым; к концу цикла обычно приурочивается интенсивная складчатость и региональный метаморфизм, но отдельные из этих черт могут отсутствовать и степень их выраженности может меняться”.

Н.Б. Вассоевич в определении понятия “цикл” подчеркивает направленную смену событий в пределах самого цикла. Цикл, по Н.Б. Вассоевичу [1975], — последовательность явлений, представляющих фазы, этапы, стадии какого-либо развивающегося процесса<sup>2</sup>.

Примером мегациклов в истории Земли могут служить шесть этапов формирования континентальной коры Северной Евразии, выделенные А.В. Пейве с соавторами [1976]. В течение каждого из этих этапов на крупных участках земной коры происходил направленный процесс формирования гранито-метаморфического елоя. Каждый этап характеризуется тремя одноименными стадиями со сходными рядами формаций.

<sup>2</sup> Породные комплексы циклов Н.Б. Вассоевич предложил называть цикломами (сокращенное от циклосома). Ниже я широко использую этот термин. Многократная повторяемость одномасштабных циклов — частный случай ритмичности. Понятие “ритм” (которым нередко подменяется термин “цикл”) есть повторение сходных явлений через соизмеримые промежутки.

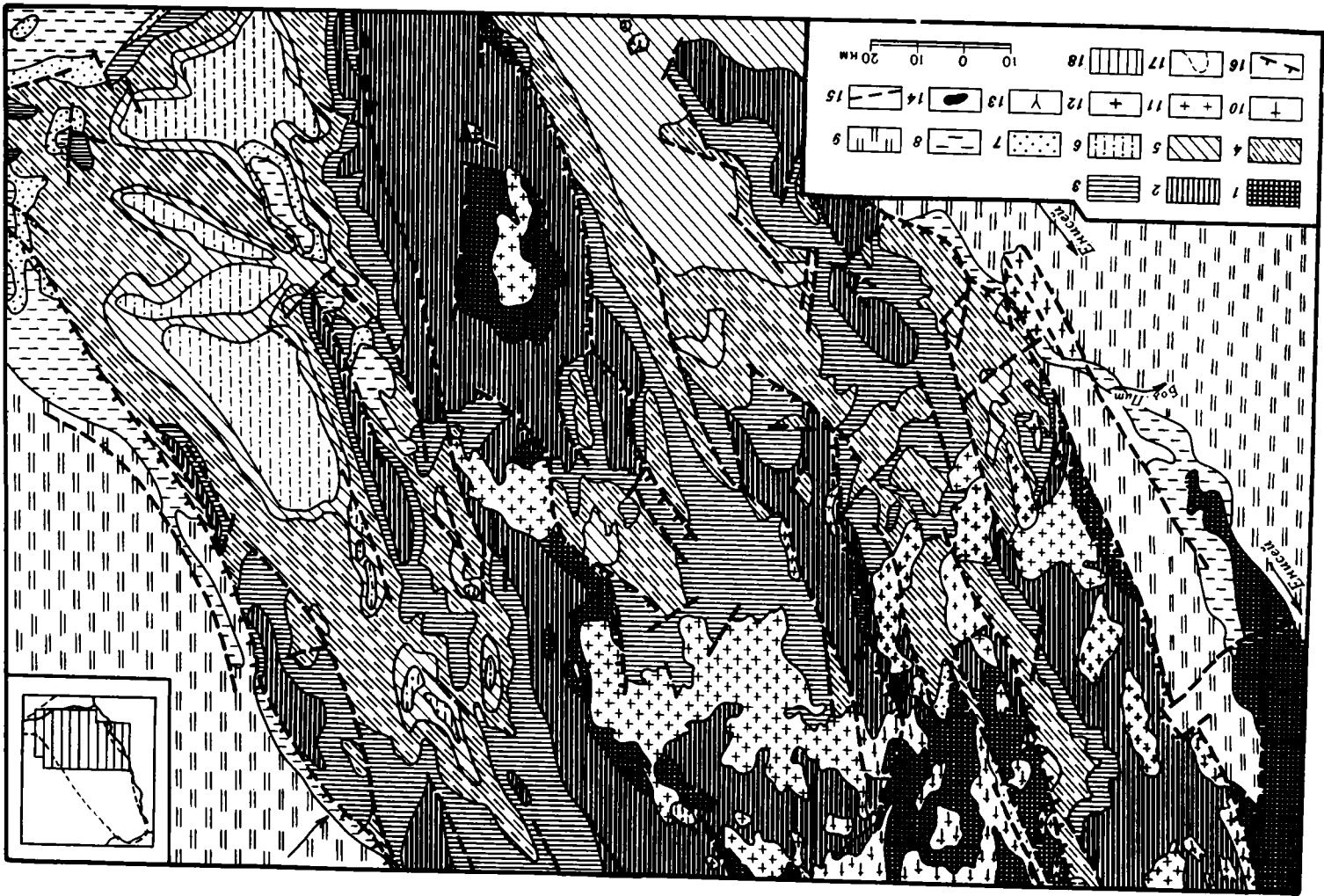


Рис. 2. Геологическая схема центральной части Енисейского кряжа

1 — тейская серия (верхи PR<sub>1</sub>); цикломы: 2 — нижнесухопитская (кординская, горбилковская, удерейская свиты — R<sub>1—2</sub>), 3 — верхнесухопитская (погорюйская, сосновская свиты — R<sub>2</sub>), 4 — потоскуйская и гребенская (свиты красногорская, джурская, шунтарская, Серого ключа и их стратиграфические аналоги — R<sub>2—3</sub>), 5 — киргитейская (киргитейская подсерия — R<sub>3</sub>), 6 — осянская (нижнеангарская, дашкинская свиты — R<sub>3—4</sub>), 7 — тасеевская (алешинская, жстыковская, мошарковская свиты — R<sub>4</sub>); 8 — лебяжинская свита (C<sub>1—2</sub>); 9 — послелебяжинские породы; гранитоиды: 10 — сухопитского цикла (тейский комплекс — ~1000 млн. лет), 11 — тунгусикского цикла (татарский комплекс — 850 ± 60 млн. лет), 12 — чингасанского цикла (глушихинский комплекс и др. — 670 ± 50 млн. лет); 13 — нефелиновые сиениты чапского цикла (среднэтатарский комплекс); 14 — гипербазиты; 15 — разломы; 16 — взбросы и надвиги; на врезке: 17 — контур Енисейского горста по подошве палеозоя, 18 — положение схемы

Выделенные этапы (мегациклы) не эквивалентны по значимости и продолжительности. Позднедокембрийский мегацикл — один из крупнейших. Однако, несмотря на колоссальный фактический материал, полученный за последние годы для позднего докембрия, общие характеристики позднедокембрийского мегацикла почти полностью отсутствуют как в указанной статье, так и в современной геологической литературе вообще.

Проблемы продолжительности рифея и полициклического характера рифейского геосинклинального развития тесно связаны между собой. Именно выявление наиболее крупного из иерархии позднедокембрийских геосинклинальных циклов, описание его внутреннего строения и границ позволят обосновать естественные возрастные рамки рифейских геосинклиналией.

Перечисленные общие вопросы автор попытался проанализировать на примере верхнедокембрийских образований Енисейского кряжа. Этот анализ сделан с учетом структурного положения и формационного содержания образований каждого цикла, т.е. традиционным для Геологического института АН СССР структурно-формационным методом.

Выявление цикличности в слабо палеонтологически охарактеризованных толщах докембрия особенно важно также для конкретных описаний: оно создает базу для стратиграфического, историко-тектонического расчленения этих толщ и поисков в них полезных ископаемых. Как показано ниже, цикломы или их естественные подразделения (формации) в большинстве случаев совпадают с сериями и свитами местной стратиграфической шкалы, "эмпирически" выделенными с учетом состава пород, их характерных ассоциаций, региональных несогласий и других объективных признаков. Раскрытие циклического и формационного содержания таких стратиграфических подразделений позволяет более глубоко осмыслить геологическую историю региона, наметить основные этапы его формирования.

Енисейский кряж — благоприятный объект для изучения позднего докембрия. На его территории весьма полные разрезы осадочного рифея мощностью до 10—12 км сочетаются с разнообразным геосинклинальным и орогенным магматизмом, а наличие пород фундамента и платформенного чехла позволяет наметить временные границы геосинклинального режима.

Разрез позднего докембрия Енисейского кряжа — один из опорных на территории СССР. С конца XIX в. его изучением занимались несколько поколений геологов (подробнее об этом см. Обручев [1939]; Семихатов [1962]; Вотях [1968]; и др.). Большую ценность представляют стратиграфические, радиологические, биостратиграфические исследования, изучение магматизма и полезных ископаемых кряжа, выполненные сотрудниками Геолкома, ВСЕГЕИ, ВАГТ, СНИИГиМС, МГУ, ИГиГ, ГИН и других организаций. За последние 20 лет сотрудники Красноярского геологического управления (КГУ) осуществили на всей территории кряжа среднемасштабную, в значительной части — крупномасштабную геологическую съемку. Вместе с тем геологическая изученность Енисейского кряжа остается неравномерной, а для некоторых районов — явно недостаточной. Это касается прежде всего очень сложно построенной западной зоны кряжа<sup>3</sup>. Наиболее подробно исследовано Ангаро-Питское междуречье (рис. 1, 2).

<sup>3</sup> Крупномасштабные геологические съемки на западном склоне Енисейского кряжа интенсивно проводятся КГУ в последние 5—7 лет и отчасти еще не закончены.



## СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Енисейский кряж — сложно построенный горст размерами 800×100—200 км. Его восточный склон принадлежит еще опущенному краю Сибирской платформы, а западный входит в систему Саяно-Енисейской ветви рифеид складчатого обрамления платформы. Зоны региональных разломов ограничивают горст Енисейского кряжа с запада и востока, а также служат границами крупных морфотектонических подразделений в его пределах (см. рис. 1).

В современном тектоническом плане горста Енисейского кряжа преобладают разломы, прогибы и поднятия северо-западного (продольного) простирания. Крупнейшие из них (с востока на запад, см. врезку на рис. 1) — Восточный разлом, Восточная зона, Ишимбинский разлом, Центральное поднятие, Южно-Енисейская глыба, Татарский разлом и Ангаро-Тисский прогиб, Приенсейское поднятие, Енисейский разлом и Енисейский прогиб. Типичны тесная пространственная связь прогибов (Ангаро-Тисского, Енисейского и ряда более мелких) с региональными разломами, их приразломный или надразломный характер.

Енисейский прогиб и одноименный разлом ограничивают с запада рифейскую геосинклиналь кряжа [Белянкина, Долгинов, 1969]. На присутствие в структуре кряжа зон поперечных дислокаций северо-восточного простирания впервые отчетливо указал Е.А. Долгинов [1964]. В дальнейшем они неоднократно характеризовались в печати [Вотах, 1968; Дашкевич и др., 1970; Постельников, 1973; Остапчук, 1975; и др.].

Поперечные зоны выражены ундуляциями осей продольных структур, субширотными складками и разломами разного масштаба, расположением и ориентировкой магматических тел, различными геофизическими признаками. Главнейшие из них (см. рис. 1) — Нижнеангарская, Большепитская, Тунгусская — разделяют блоки земной коры, существенно различающиеся по современной структуре и геологической истории.

Нижнеангарская зона поперечных дислокаций является продолжением Иркинеевско-Катангского авлакогена, по Н.Н. Дашкевичу, — глубинной шовной структуры, глубоко вдающейся в древнюю Сибирскую платформу. На востоке к ней относятся цепь широтных Приангарских складок, по С.В. Обручеву [1929], и Иркинеевский выступ. В пределах Енисейского кряжа Нижнеангарская зона веерообразно расширяется. В своей северной части она включает Неронгскую синклиналь, Каменское поперечное поднятие [Постельников, 1973] и, вероятно, Заангарскую зону глубинных разломов, по В.И. Остапчуку [1975]. Юго-западная ветвь Нижнеангарской зоны (см. рис. 1) трассируется по линейной системе высоких горизонтальных градиентов силы тяжести в район пос. Предивинск на р. Енисее.

Большепитская зона поперечных дислокаций прослеживается в виде флексур и сбросо-сдвигов северо-восточного простирания севернее р. Большой Пит до Чернореченского гранитного массива у р. Енисей. В поле силы тяжести Большепитская зона выражена гравитационным уступом.

Тунгусская поперечная зона изучена хуже других. Возможно, что на западе в бассейне р. Верхняя Сурниха с ней связан крупный сбросо-сдвиг южного ограничения Вороговского прогиба. Восточнее кряжа на продолжении Тунгусской зоны Н.Н. Дашкевич выделил Чапинский выступ — структуру типа авлакогена, аналогичную Иркинеевскому выступу.

Между Большепитской и Тунгусской зонами находится Енашимское поперечное поднятие, занимающее центральную часть Енисейского кряжа. Оно образовано положительными ундуляциями всех перечисленных выше продольных структур.

Кроме сквозных зон поперечных дислокаций, на территории Енисейского кряжа распространены меньшие поперечные нарушения нескольких порядков, вплоть до локальных субширотных разрывов, флексур, систем кливажа протяженностью несколько километров [Клитин и др., 1963].

В совокупности продольные и поперечные дислокации и блоки образуют на территории Енисейского кряжа единую систему складчато-глыбовых структур и разломов. Тесное взаимодействие их<sup>1</sup> при формировании морфотектонического плана этой территории только начинает вырисовываться в последние годы.

---

<sup>1</sup> В частности — продольных надвигов и поперечных сдвигов.

## ВНЕШНИЕ ЗОНЫ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

К внешним (приплатформенным) зонам я отношу Восточную зону, Центральное и Приенисейское поднятия, Ангаро-Тисский прогиб и большую часть Южно-Енисейской глыбы (см. рис. 1). В совокупности они занимают 80% площади Енисейского края. Границей внешних зон на востоке Заангарья служит Восточный разлом. Западная граница более расплывчата. На ряде участков я условно провожу ее вдоль фронта протяженных надвигов и взбросов, осложняющих восточный борт Енисейского прогиба. Разрезы докембрия перечисленных структурных подразделений внешних зон во многом сходны, что позволило выработать и успешно применять для них единую стратиграфическую схему (табл. 1) [Лесгафт, 1958; Решения совещания..., 1962; Семихатов, 1962, 1974; Кириченко, 1967].

Вместе с тем территория внешних зон естественно распадается на две части — Восточную зону и остальную площадь, разделенные Ишимбинским разломом. Такое разделение общепринято, хотя названия обеих частей существуют разные: миогеосинклиналь и внешняя зона эвгеосинклинали [Ковригина и др., 1975; Белякина, Долгинов, 1969]; миогеосинклинальная и переходная зоны [Миронов, Ножкин, 1978]; внешняя и внутренние зоны миогеосинклинали [Постельников, 1973] и т.д.

Современную структуру внешних зон Заангарья в первом приближении можно сопоставить с миогеосинклиналью (Восточная зона) и геосинклинальным поднятием (остальные подразделения) многих фанерозойских эпигеосинклинальных складчатых систем [Обуэн, 1967; Хаин, 1971; и др.].

На юге Енисейского края выделяется третья крупная структура внешних зон — поднятая Южно-Енисейская глыба. Она отделена от районов Заангарья системой разломов Нижнеангарской поперечной зоны. Внутреннее строение глыбы рассмотрено в следующем разделе работы.

В Восточной зоне почти полностью отсутствует рифейский магматизм. Метаморфизм верхнедокембрийских пород не превышает фации зеленых сланцев. Миогеосинклинальными отложениями зоны сложены три крупные структуры (см. рис. 1). Ее южную половину занимает Ангаро-Питский прогиб, в котором находятся стратотипические разрезы большинства свит сухопитской и тунгусикской серий. Севернее расположены восточная часть Енашимского поперечного поднятия и Чернореченский горст, сложенные соответственно породами сухопитской и верхов сухопитской—тунгусикской серий. Все три структуры ограничены разломами и имеют блоковую природу. Для их внутреннего строения типичны протяженные моноклинали, коробчатые складки, флексуры, сбросы [Клитин и др., 1963; Постельников, 1973; и др.]. Интенсивные линейные смятия наблюдаются только вдоль разломов.

Ограничивающий внешние зоны на протяжении 600 км Восточный разлом в поле силы тяжести выражен отчетливой гравитационной ступенью. На отдельных относительно хорошо изученных участках Ангаро-Питского междуречья показано, что разлом имеет характер надвига с перемещением пород на запад [Пузанов, 1962].

Западная из внешних зон, в отличие от восточной, характеризуется многочисленными проявлениями рифейского магматизма. Она включает Центральное и Приенисейское поднятия и разделяющий их Татарский разлом с Ангаро-Тисским

Таблица 1

Местная стратиграфическая схема позднего докембрия центральных и восточных районов Енисейского края

Серия, подсерия		Свита, подсвита	
Тунгусикская	Киргитейская	Дадыктинская	{ Мокринская Рыбинская Бореминская Удоронгская
	Гребенская*	Серого ключа Шунтарская	
	Потоскуйская	Джурская (верхнепотоскуйская) Красногорская (нижнепотоскуйская)	
Сухопитская		Аладьинская Карточки	{ Сосновская Тисская
		Погорюйская Удерейская Горбилокская Кординская	
Тейская		Пенченгинская Хребта Карпинского	

\* Выделена в этой работе.

прогибом (см. рис. 1). Последний неравномерно расширяется в южном направлении. На Енашимском поперечном поднятии Ангаро-Тисский прогиб разветвляется и выклинивается в верховьях Чапы, Исаковки, Гаревки и Тиса. На этом участке Центральное и Приенисейское поднятия соединяются. Их продолжение на севере в виде единой структуры известно в литературе как антиклинорий хребта Карпинского. Восточный борт этой структуры осложнен Верхневороговским приразломным прогибом.

Центральное и Приенисейское поднятия — главная арена гранитообразования на крае. Региональный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций вблизи гранитных тел осложнен контактными изменениями, что в целом придает метаморфизму зоны пятнистый характер. С гранитизацией и гранитными интрузиями на Приенисейском, реже Центральном поднятиях связаны своеобразные гранито-гнейсовые купола, валы, крупные брахиантиклинали [Белянкина, 1969].

Приуроченные к тектоническим швам Ангаро-Тисский, Верхневороговский и другие прогибы также характеризуются интенсивным рифейским магматизмом, но преимущественно в эффузивной форме и основного состава.

Ишимбинский разлом прослеживается от р. Ангары до бассейна р. Вороговки, где сливается с Татарским разломом. В гравитационном поле разлом выражен интенсивными гравитационными ступенями и участками прямолинейного направления изомалий. По данным ГСЗ [Крылов и др., 1967], Ишимбинский разлом разделяет блоки земной коры с перепадом мощности коры в 5 км.

Татарский разлом протягивается через весь Енисейский край от р. Подкаменная Тунгуска до р. Кана, где сливается с Енисейским разломом.

На участках крупных поперечных сдвигов зоны Ишимбинского и Татарского разломов разорваны и смещены, иногда на несколько десятков километров (Тейский сдвиг вдоль Тунгусской поперечной зоны и некоторые другие — А.П. Четвергов, В.И. Яскевич, 1975 г.; А.Г. Миронов, А.Д. Ножкин [1978]). Морфологически зоны разломов выражены интенсивными линейными смятиями, горизонтальными и вертикальными перемещениями значительной амплитуды.

Рассмотрим, например, наиболее изученный отрезок (130×10—30 км) зоны Татарского разлома между Ангарой и Большим Питом, где этот разлом разграничивает Центральное поднятие и Ангаро-Тисский прогиб (см. рис. 1,2) [Забродин, 1974]

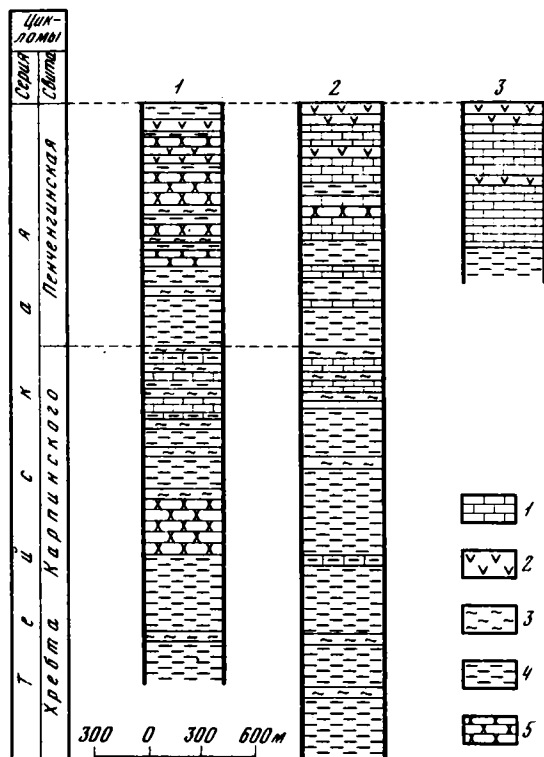


Рис. 3. Стратиграфические разрезы тейской серии в северной части Енисейского кряжа (по Е.Ф. Зацепиной [1976], с изменениями автора)

1 — мраморы, мраморизованные известняки, кальцифиры; 2 — пластовые тела (силлы?) ортоамфиболитов; 3 — кварц-амфиболовые сланцы; 4 — прочие кристаллические сланцы (кварц-сланцевые, высокоглиноземистые, графитистые, карбонатные); 5 — кварциты; колонки (их положение см. на рис. 1): 1 — р. Кутукас, 2 — реки Тей, Чапа, 3 — реки Чиримба, Еруда

Для зоны характерны изоклинальные, веерообразные, запрокинутые линейные складки, продольные и секущие разрывы типа сдвигов и взбросов западного направления. Вблизи разрывов регионально метаморфизованные в хлорит-серицитовую субфации рифейские породы неравномерно динамометаморфизованы до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Среди рифейских пород широко распространены разновозрастные

вулканогенно-осадочные толщи, потоки лав, а также мелкие тела, дайки, некии разного, преимущественно основного и ультраосновного состава.

В целом глубинное строение внешних зон горста Енисейского кряжа по геофизическим данным характеризуется мозаикой разновеликих приподнятых и опущенных блоков и разделяющих их межблоковых полосовидных зон (А.П. Четвергов, В.И. Яскевич, 1975 г.; А.П. Четвергов и др. [1975]).

На блоках широко распространены германотипные морфоструктуры; для межблоковых зон характернее линейные смятия, надвиги, сдвиги, повышенная интенсивность метаморфических и метасоматических процессов.

### ФУНДАМЕНТ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

В Восточной зоне породы фундамента позднедокембрийской геосинклинали не обнажены. Почти вся территория Восточной зоны характеризуется положительным однородным магнитным полем, продолжающимся на восток, в глубь Сибирской платформы. Это косвенно свидетельствует о платформенном типе фундамента Восточной зоны.

Древнейшие образования фундамента внешних зон слагают центральную и восточную части Южно-Енисейской глыбы, расположенной на их простирации (рис. 3).

Центральная часть Южно-Енисейской глыбы сложена породами архейской канской серии, метаморфизованными в гранулитовой фации (канский метаморфический комплекс, по Ю.А. Кузнецову [1941, 1961]). Породы нижнепротерозойской енисейской серии (амфиболитовая фация метаморфизма) слагают Юдинский и другие приразломные прогибы — структуры южного окончания Енисейского прогиба; они рассмотрены в разделе о фундаменте западной зоны.

Современный тектонический план Южно-Енисейской глыбы подробно рассмотрен Е.К. Ковригиной [1977] (рис. 4) и определяется как блоковый. Структуры центральной части глыбы — Кузевский, Таракский, Шилкинский, Сокаревско-

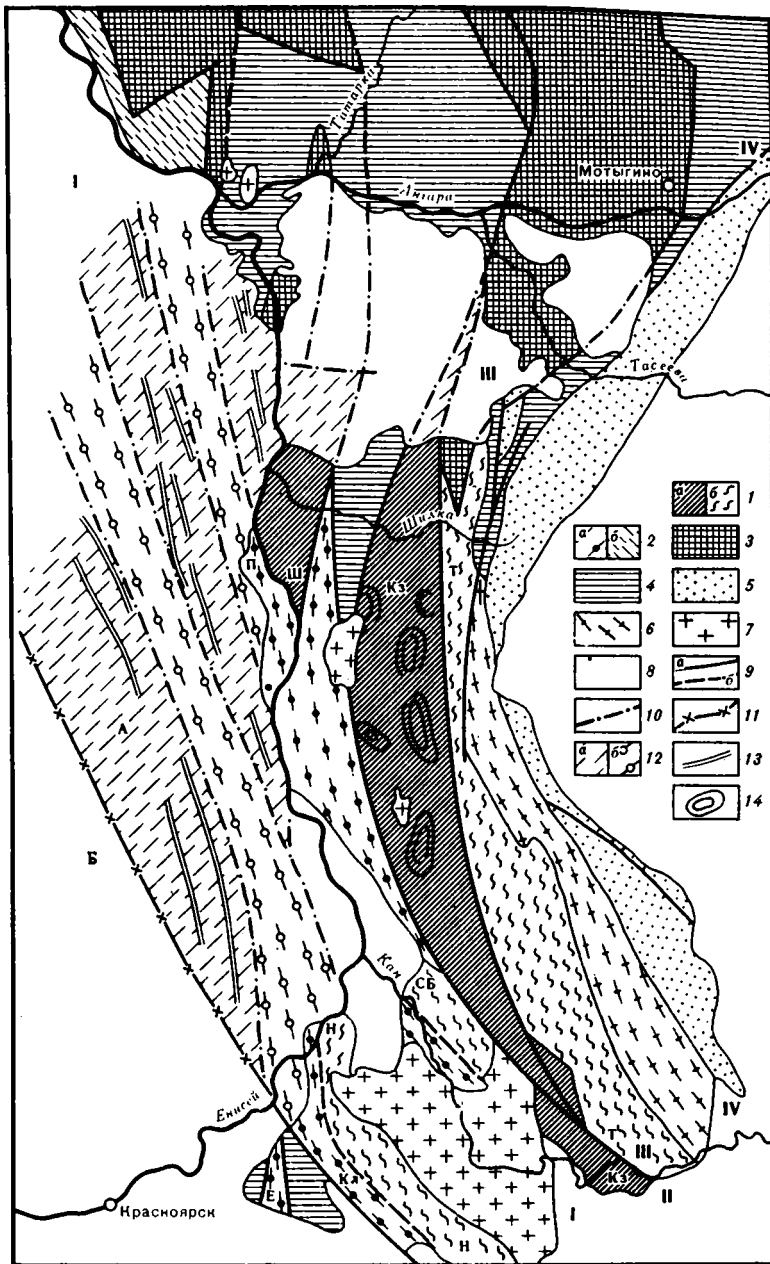


Рис. 4. Тектоническая схема ангаро-канской части Енисейского края (по Е.К. Ковригиной [1977], с сокращениями автора)

1 — архейский структурный комплекс (канская серия) : а — блоки, сложенные породами кузевской толщи, б — блоки, сложенные породами атамановской толщи; 2 — нижнепротерозойский структурный комплекс: а — енисейская серия, б — абалаковская толща; 3 — сухопитская и тейская серии; 4 — тунгусикская и осланская серии; 5 — тасеевская серия; 6–7 — гранитоиды: 6 — раннепротерозойские (таракский комплекс), 7 — рифейские; 8 — палеозойские и более молодые отложения; 9 — разломы в докембрийских образованиях: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — разломы, предполагаемые в фундаменте Западно-Сибирской плиты и Приангарского прогиба; 11 — предполагаемая граница областей стабилизации в фундаменте Западно-Сибирской плиты (А — докембрийской, Б — каледонской); 12 — блоки пород в фундаменте Западно-Сибирской плиты: а — преимущественно магнитных, б — немагнитных и слабо магнитных; 13 — оси магнитных аномалий; 14 — гранито-гнейсовые купола; тектонические блоки: Т — Таракский, Ка — Кузевский, Ш — Шилкинский, П — Предивинский, СБ — Сокаревско-Березовский, Н — Нижнеканский, Кл — Калантаский, Е — Есауловский; цифры на схеме: I — зона Енисейского глубинного разлома, II–IV разломы: II — Канско-Посольненский, III — Канско-Шилкинский, IV — Ангаро-Канской системы

Березовский блоки архейских пород и разделяющие их разломы. Между Кузеевским и Шилкинским блоками находится грабенообразное южное окончание Ангаро-Тисского прогиба. Прогиб выклинивается к Посольненскому гранитному массиву.

Перечисленные структуры являются южным продолжением приподнятой западной из внешних зон эпигеосинклинального складчато-глыбового сооружения Заангарья. Такое сопоставление подтверждено не только их непосредственным прослеживанием на север, но и значительными проявлениями рифейского гранитоидного магматизма, свойственного всей этой зоне.

Западное ограничение выходов фундамента внешних зон на Южно-Енисейской глыбе — Енисейский прогиб. Восточная граница проходит вдоль контакта Южно-Енисейской глыбы с опущенным платформенным блоком фундамента Тасеевской впадины. На поверхности эта граница выражена Ангаро-Канской системой разрывов с приуроченным к ней Таракским гранитоидным массивом.

Разделяющие архейские блоки Канско-Шилкинский, Канско-Посольненский и более мелкие разломы выражены линейными полосами милонитизированных пород канской серии шириной до нескольких километров. Сами блоки вытянуты в субмеридиональном направлении.

Главный элемент структуры блоков пород канской серии — кристаллизационная сланцеватость выдержанного северо-западного простирания (азимут простирания  $330-340^\circ$ , падение на северо-восток,  $\angle 60-85^\circ$ ). С направлением кристаллизационной сланцеватости в архейских породах совпадают ориентировка плоскостей мигматизации и милонитизации, а также контакты линейных зон мигматитов и массивов метасоматических гранитов. По свидетельству Е.К. Ковригиной и наблюдениям автора первичные деформации пластов пород канской серии не обнаружены даже в реликтах.

Своеобразными структурами архейских блоков являются брахиформные гранито-гнейсовые купола диаметром 5—15 км (см. рис. 4). Купола приурочены к участкам ультраметаморфизма и фельдшпатизации пород канской серии.

Канская серия подразделена на кузеевскую и атамановскую толщи.

Нижняя, кузеевская толща канской серии сложена чередованием различных гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. В ней широко распространены мелкие пластовые тела изверженных пород кимбирского комплекса: метагаббро-норитов, серпентинизированных ультрабазитов, метаморфических производных анортозитов, диоритов, габбро-диабазов [Корнев, 1962; и др.].

Верхняя, атамановская толща канской серии состоит из биотитовых и гранат-биотитовых плагиогнейсов, гиперстеновых, биотит-гранат-гиперстеновых плагиогнейсов и кристаллических сланцев, биотитовых и гранат-биотитовых гранито-гнейсов, мигматитов и биотит-гранат-двуполевошпатовых пород с кордиеритом [Ковригина, 1967, 1971].

Первичными парапородами кузеевской толщи были мергелисто-глинистые осадки. В составе атамановской толщи парапороды, в частности глинистые и алевроглинистые осадки, по-видимому, играли большую роль.

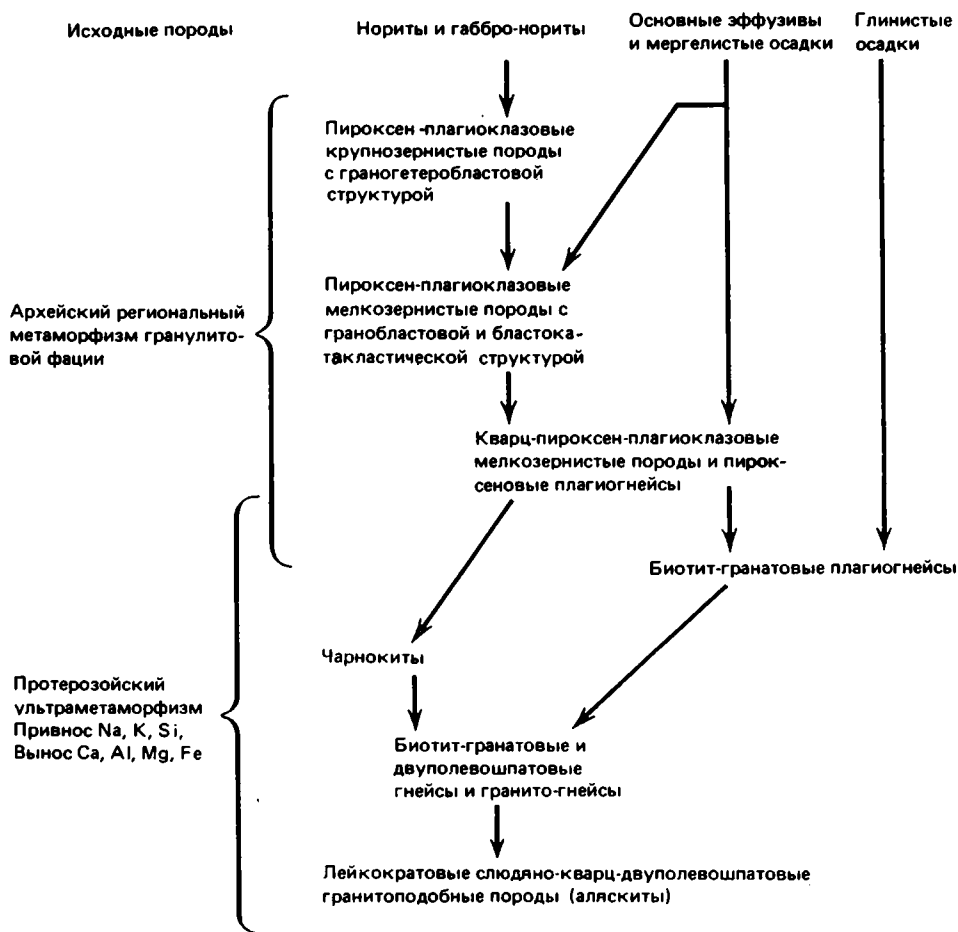
Уже из приведенных кратких сведений следует, что раннедокембрийские образования фундамента внешних зон на Южно-Енисейской глыбе формировались в протогеосинклинальных условиях. Превращение их в континентальную кору было длительным и многоэтапным процессом. Некоторое представление об этом дает табл. 2.

Первые признаки существования гранито-метаморфического слоя связаны с образованием гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев канской серии, регионально метаморфизованной в гранулитовой фации. Вероятно, к этому же времени приурочено формирование богунеевского комплекса чарнокитов, гнейсо-гранитов, пегматитов и мигматитов ( $2500 \pm 200$  млн. лет по свинцово-стронциевому и ураноториево-свинцовому методам)<sup>1</sup>. Окончательное становление континентальной зем-

<sup>1</sup> Большинство из приведенных здесь и далее цифр абсолютного возраста пород, по данным разных исследователей, обобщено М.И. Волобуевым, С.И. Зыковым и Н.И. Ступниковой в сводках "Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления" [1968] и "Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий" [1973].

Таблица 2

Схема преобразования пород кузеевской толщи в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (по Е.К. Ковригиной [1971], с небольшими изменениями)



ной коры в этом районе произошло в период более позднего ультраметаморфизма (2100—1700 млн. лет по свинцово-изотопному и другим методам). С этим этапом связано образование автохтонных гнейсо-гранитов таракского комплекса с возрастом  $1800 \pm 100$  млн. лет (см. рис. 1, 4) главным образом по породам атамановской толщи, а также чарнокитов в кузеевской толще канской серии. Воздействие таракских гранитов на вмещающие породы канской серии выражено понижением степени их метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации.

Выходы аналогов канского метаморфического комплекса Южно-Енисейской глыбы отмечены также на территории Заангарья. Среди гранитоидов Чиримбинского массива (Центральное поднятие) В.Г. Петров [1969] описал полосу (5—15 x x 25—40 км) пород, метаморфизованных в гранулитовой фации — биотитовых, гранатовых, гиперстеновых гнейсов, гранулитов, гранатовых амфиболитов и пр. (хаиктинский комплекс, по В.Г. Петрову). Воздействие гранитов на вмещающие породы комплекса выражается в фельдшпатизации гнейсов и амфиболитов, а также в замещении в них граната и пироксена биотитом и амфиболом (регрессивный метаморфизм).

Вслед за Л.А. Ячевским, И.А. Молчановым, Г.П. Болговым и А.И. Александровым В.Г. Петров предполагает архейский возраст пород хаиктинского комплекса.

Аналоги древних серий Южно-Енисейской глыбы выделены М.И. Волобуевым [1967; Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий, 1973] на севере Енисейского



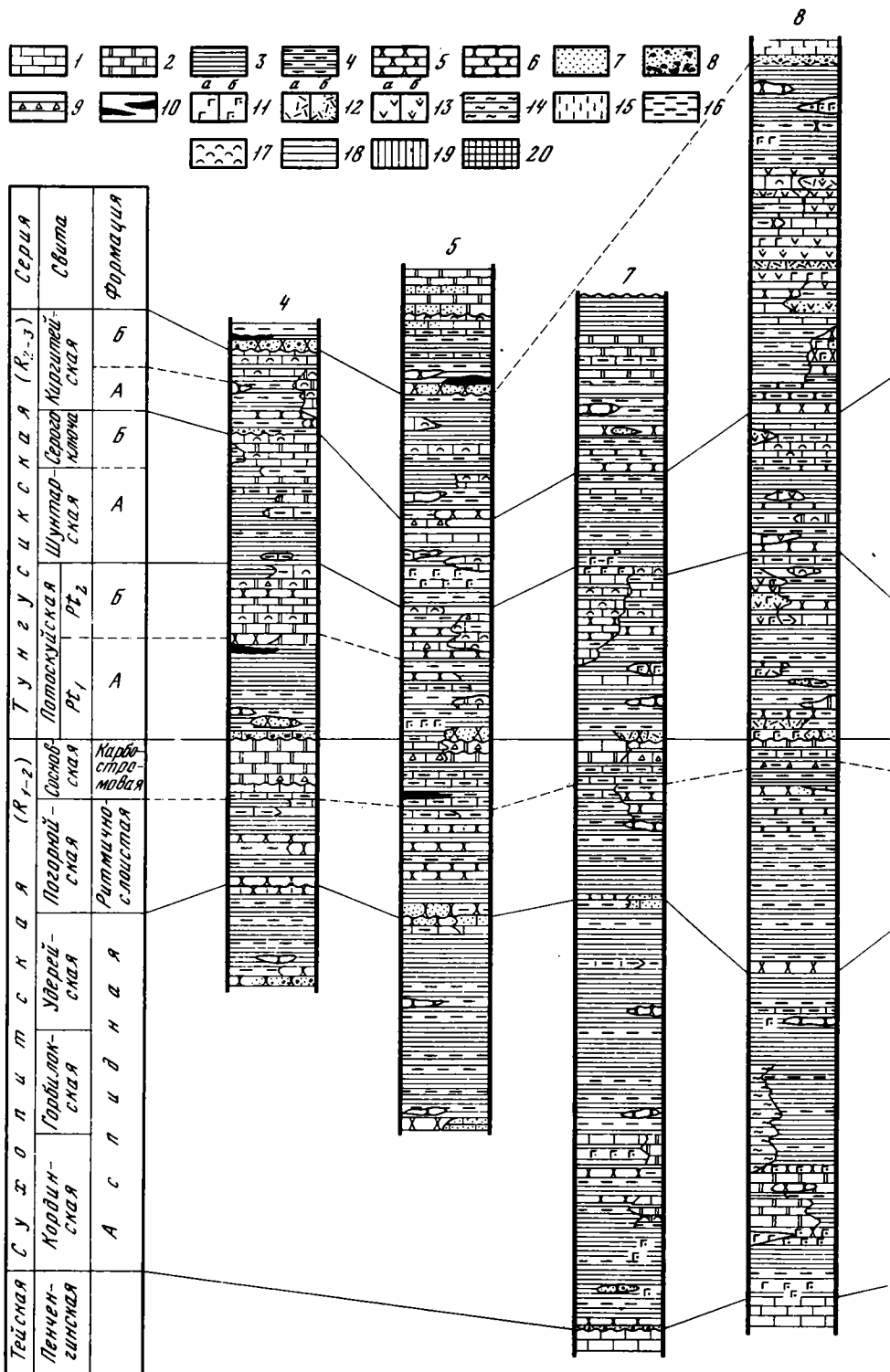
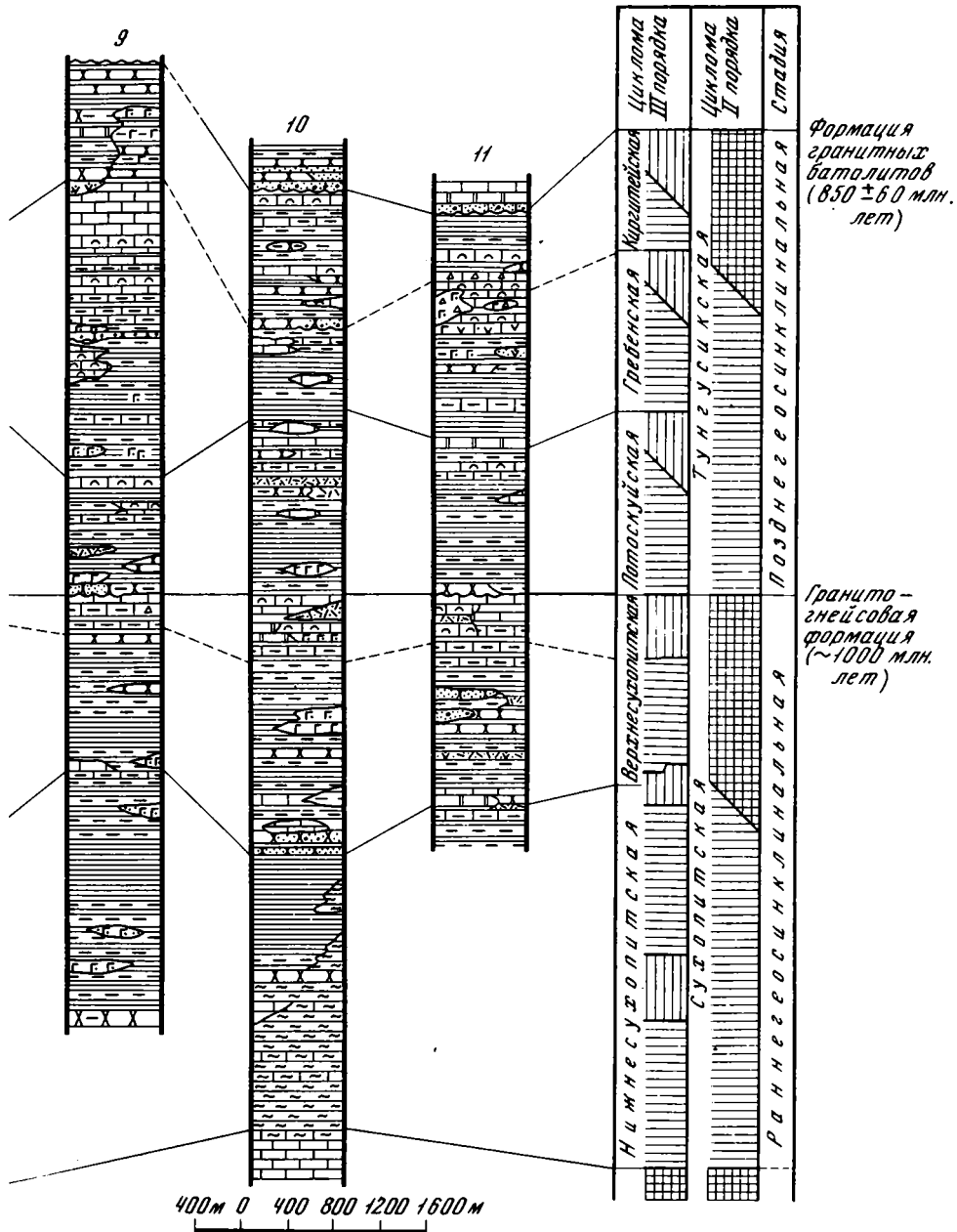


Рис. 5. Стратиграфические разрезы рифея внешних зон геосинклинали Енисейского края (по материалам геологов КГУ, ВСЕГЕИ и наблюдениям автора)

1 – известняки и мраморы; 2 – доломиты; 3 – аргиллиты и глинистые сланцы; 4 – алевриты; 5 – кварцевые песчаники и кварциты; 6 – полимиктовые и аркозовые песчаники; 7 – гравелиты; 8 – конгломераты; 9 – осадочные брекчи; 10 – гематитовые руды; 11 – ос-



новые эффузивы (а) и их туфы (б); 12 – кислые эффузивы (а) и их туфы (б); 13 – эффузивы (а) и туфы (б) разного состава; 14 – метаморфические сланцы в зонах разломов; 15 – известковистость; 16 – глинистость; 17 – строматолиты; обобщенные подразделения циклом: 18 – преобладают метапелиты, 19 – преобладают терригенно-карбонатные, часто существенно органогенные породы, 20 – мелководные фациально разнообразные толщи, часто с многочисленными пачками флишоидов; положение колонок см. на рис. 1

кряжа (Гаревский и Киликейский гранитные массивы и вмещающие их метаморфические толщи на Приенисейском поднятии).

Свинцово-изотопным методом по циркону и ортиту возраст плагиогранитов Киликейского массива определен М.И. Волобуевым в  $2200 \pm 400$  млн. лет, а гнейсогранитов Гаревского массива — в  $1730 \pm 30$  млн. лет. Другие геологи считают циркон из этих массивов обломочным, а возраст самих массивов — рифейским [Белянкина, 1969; Корнев и др., 1974]. Вопрос пока остается спорным.

В Приенисейском поднятии заангарской части Енисейского кряжа от пос. Абаляково до бассейна р. Исаковки в разрозненных выходах обнажены гнейсы и слюдяные сланцы так называемой абалаковской толщи. Возможно, что в Гаревском выступе они вмещают гнейсо-граниты Гаревского массива. Стратиграфическое положение абалаковской толщи не совсем ясно; по-видимому, она занимает промежуточное положение между енисейской и тейской сериями или соответствует низам последней<sup>2</sup>.

Геофизические данные (А.П. Четвергов, В.И. Яскевич и др.) подтверждают распространение гранито-метаморфического слоя почти на всей территории Заангарья.

Характер фундамента под поднятиями и приразломными прогибами внешних зон несколько различен. Как показано ниже, Центральное и Приенисейское поднятия в рифее были территориями максимального проявления процессов гранитизации, гранитоидных интрузий и калиевого метасоматоза. В прогибах, напротив, наблюдаются главным образом основные вулканиты, тела габброидов и гипербазитов — образований глубинного происхождения. Они распространены в Ангаро-Тисском приразломном прогибе (см. рис. 1) и в меньшей степени — в расположенной восточнее зоне Ишимбинского разлома<sup>3</sup>.

Гипербазиты и другие породы мантийного происхождения широко распространены в Енисейском прогибе — структуре с меланократовым типом фундамента (см. ниже). По-видимому, утонение "гранитного" слоя происходит также под приразломными прогибами внешних зон. По геофизическим данным, значительная часть приразломных прогибов приходится на "межблоковые зоны" [Четвергов и др., 1975].

Из всего изложенного выше следует, что в результате карельской складчатости и гранитизации конца раннего протерозоя на территории внешних зон горста Енисейского кряжа земная кора была в большой мере сиализирована. Становление континентальной земной коры на этом этапе охватило огромные территории на юге Сибири [Лейтес, Федоровский, 1977].

\* \* \*

Стратиграфически выше архейских-нижнепротерозойских образований залегают породы тейской серии, включающей свиты хр. Карпинского и пенченгинскую (см. рис. 1). Они регионально метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях.

Выходы образований тейской серии в Заангарье приурочены к Центральному и Приенисейскому поднятиям. В плане они образуют две прерывистые полосы северо-западного направления, сливающиеся в верховьях р. Чапы. Далее на северо-западе известны лишь отдельные выходы пород серии.

Породы свиты хр. Карпинского обнажены лишь на нескольких участках северного Заангарья (верховья Кутукаса, Чапы, Большой Черной — данные геологов КГУ; Е.Ф. Зацепиной [1976]). Главный из них находится на стыке Центрального и Приенисейского поднятий. Нижнюю половину разреза свиты здесь слагают (1) высокоглиноземистые дистен (андалузит, силлиманит)-ставролит-гранатовые и био-

<sup>2</sup> Названия и стратиграфическая последовательность позднекембрийских подразделений местной стратиграфической шкалы показаны на рис. 5 и в табл. 1.

<sup>3</sup> Например, в Рыбинской впадине (низовья р. Рыбной) в полосе разломов вдоль сочленения Ангаро-Питского прогиба и Центрального поднятия закартированы семь небольших тел основного-ультрасоснового состава: пироксенитов, верлитов, микрогаббро, норитов и т.д. —, а также дайки, штоки, силлы габбро-диабазов (материалы О.М. Злобина, А.Б. Хисамутдинова, 1972 г.; А.Т. Бычкова, 1976 г. — КГУ).

тит-амфиболовые сланцы (1000–1200 м). В осевой части кряжа выше залегают (2) кварц (полевошпат)-сланцы и кварц (биотит)-амфиболовые сланцы с подчиненным количеством высокоглиноземистых сланцев (700 м); (3) ритмично чередующиеся кварц-биотитовые и кварц-амфиболовые сланцы и мраморы (400–450 м). На западе (обнажения у устья р. Малый Кутукас) сланцы и мраморы толщ (2–3) в значительной степени замещаются кварцитами и карбонатными и графитистыми сланцами. По заключению Е.Ф. Зацепиной, в первично глинистых и мергелистых осадках свиты хр. Карпинского большую роль играют переотложенные продукты химического выветривания. Содержание глинозема в метапелитах достигает 30–40%.

Видимая мощность свиты хр. Карпинского до 2000–2300 м.

Пенченгинская свита в центральных районах Енисейского кряжа (бассейны рек Чапы и Теи) в нижней части сложена различными кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов и мраморов, а в верхней — преимущественно мраморами и мраморизованными известняками. На Центральном поднятии, по рекам Татарке, Чиримбе, Еруде и другим обнажена лишь верхняя карбонатная толща свиты мощностью до нескольких сотен метров. На Приенисейском поднятии (реки Вороговка и Кутукас) карбонатные породы в составе пенченгинской свиты в большой мере замещены кварцитами, кварц-сланцами и амфиболовыми сланцами.

Максимальная видимая мощность тейской серии 3,0–3,5 км.

Изверженные породы в составе тейской серии не имеют широкого распространения. Большая часть амфиболовых сланцев свиты хр. Карпинского — парапороды [Зацепина, 1976]. В верхах пенченгинской свиты повсеместно распространены межпластовые тела ортоамфиболитов индиглинского комплекса, частично, вероятно, более молодые (см. ниже).

Породы тейской серии не затронуты процессами ультраметаморфизма, которые характерны для этапа таракской гранитизации. Время формирования серии, по радиологическим данным, оценивается в интервале  $1850 \pm 60$  —  $1650 \pm 50$  млн. лет [Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1976].

Отложения тейской серии в целом соответствуют сложному седиментационному мегациклу, в нижней части преимущественно терригенному, в верхней — карбонатному (см. рис. 3). Тейская мегациклома распадается на две цикломы II порядка, равные свитам серии. В низах каждой из этих циклом преобладают метаглинистые существенно высокоглиноземистые отложения, в верхах — карбонатные породы, на западе — кварциты и кварц-сланцы. Такое строение тейской мегацикломы роднит ее с вышележащими рифейскими цикломами Енисейского кряжа.

Выше образований тейской серии залегают породы сухопитской серии (см. рис. 1). Соотношения между сериями принципиально важны для определения начала позднедокембрийского геосинклинального режима. Большинство геологов КГУ и ВСЕГЕИ отмечают между породами пограничных пенченгинской и кординской свит этих серий постепенные переходы или незначительные размыты [Долгинов, 1966; Вызу, Нагайцев, 1975; Ковригина и др., 1975; и др.]. В других сводках между этими свитами предполагается региональный перерыв, соответствующий всему раннему рифею [Мусатов, Волобуев, 1964; Воробьев, 1964, 1969; Волобуев, Зыков, Ступникова, 1976].

Наиболее изучены разрезы пенченгинской и кординской свит Центрального поднятия. Геологи-съемщики за границу между свитами обычно принимают кровлю последнего карбонатного горизонта. Проведение ее по подошве первых пластов гравелитов-конгломератов практикуется реже, вероятно, из-за неповсеместного их распространения. Эти сопособы, не будучи стратиграфически строгими, дают близкие результаты: в обоих случаях грубообломочные горизонты и максимальное количество песчаников (если они присутствуют в разрезе) оказываются сосредоточенными в низах кординской свиты.

На Центральном поднятии к югу от р. Большой Пит образования интересующего нас возраста обнажены в мелких горст-антиклиналях, а также на крыльях крупной куполовидной брахиантиклинали с Татарским гранитным массивом в ядре (данные Л.Г. Савановича, А.Б. Хисамудинова, Е.В. Покровского, К.Ш. Яркаева, А.И. Вызу

и др. — КГУ). Здесь выделены (снизу вверх): (1) толща серых слюдястых мраморов, иногда с прослоями туфогенных амфиболовых и серицитовых сланцев и алевролитов (видимая мощность 100—300 м); (2) чередующиеся пачки кварц-биотит-мусковитовых сланцев, мраморизованных известняков и доломитов, амфиболовых сланцев, черных “углистых” филлитов, прослои кварц-полевошпатовых песчаников и кварцитов (1000—1500 м). Выше количество карбонатного материала уменьшается и в разрезе (3) преобладают черные “углистые” кварц-серицитовые филлиты, алевролиты с прослоями и линзами кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаников, гравелитов, известняков и метавулканитов (700—1500 м). Толщи (1—3) связаны постепенными переходами. До выделения в 1961 г. Р.Б. Карпинским кординской свиты толщи (1—2) обычно картировались как нижняя карбонатная и верхняя карбонатно-терригенная подсвиты пенченгинской свиты, а “углистые” сланцы и песчаники толщи (3) рассматривались в составе удерейской или погорюйской свит. В настоящее время объем кординской свиты разными геологами понимается несколько различно. Чаще всего к ней относят толщу (3), определяя границу пенченгинской и кординской свит по исчезновению существенных количеств карбонатного материала.

В северной половине Центрального поднятия между Большим Питом и Чапой приблизительно на этом уровне появляются признаки локальных размывов, а в низах кординской свиты возрастает количество песчаников (материалы М.С. и А.К. Смирновых, А.Я. Курилина, В.Г. Петрова, А.Х. Иванова, Ю.В. Ольшанского, А.И. Вызу, Е.Н. Кристина, А.Б. Хисамутдинова и др. — КГУ; наблюдения автора). Так, к северу от Аяхтинского гранитного массива по р. Панимбе толщи (1—2) согласно, по-видимому, с незначительным размывом перекрыты темными кварц-слюдяными сланцами, вулканитами и кварцитами кординской свиты. В крайних восточных выходах по р. Чиримбе (зона Ишимбинского разлома) к границе свит приурочена пачка кварцитов и мраморов (150 м) с тремя пластами (13,0, 6,5, 9,0 м) конгломератов из обломков местных пород.

Севернее, по восточной окраине Центрального поднятия в основании кординской свиты также наблюдаются пачки песчаников и конгломератов (базальные кварц-полевошпатовые карбонатные песчаники на водоразделе рек Вангаша — Еруды; песчаники с линзами конгломератов в бассейне р. Коломы). По р. Тее у устья руч. Востротининского на выветрелых карбонатных породах пенченгинской свиты с размывом залегают плохо сортированные метаморфизованные песчаники кординской свиты с прослоями гравелитов и слюдястых сланцев (200 м). По самому ручью базальная пачка представлена глыбовыми развалами кварцитов и конгломератов с галькой из местных пород.

В направлении на юго-запад вкостростираания свода Центрального поднятия отмеченный перерыв, по-видимому, исчезает (р. Тее ниже устья р. Немчаны, р. Уволга). Непрерывные разрезы этих свит описаны также на западном борту Центрального поднятия. Еще западнее, в Лендахской гост-антиклинали (материалы Г.Г. Тузлукова—КГУ) на мраморах и амфиболовых сланцах пенченгинской свиты согласно залегают толща кварц-полевошпат-биотитовых сланцев с прослоями кварцитов — кординская свита (940 м). Переходная пачка сложена частым чередованием слоев мраморов и известковистых кварц-полевошпат-пироксеновых сланцев.

Значительные выходы образований тейской — низов сухопитской серий известны на стыке Центрального и Приенисейского поднятий, от верховьев Гаревки, Тиса, Чапы до бассейна Вороговки (материалы И.К. Кокодзеева, Р.Б. Карпинского, Ю.В. Саваньяка, Е.Ф. Дюбы, В.Г. Межубовского, В.П. Богадицы и др. — КГУ). На этом участке пенченгинские карбонатные породы, слюдяные и амфиболовые сланцы согласно перекрыты биотит-полевошпат-кварцевыми и кварц-серицитовыми сланцами и кварцитами кординской свиты. В бассейнах Тырады, Кедровой, Кутукаса на границе свит залегают пачка из грубообломочных пород, сланцев и кварцитов. Она указывает на возможный незначительный размыв между ними. Размыв усиливается в направлении на северо-запад, где в среднем течении р. Вороговки на Приенисейском поднятии Л.К. Качевский (КГУ) отметил трансгрес-

сивное залегание кординских базальных конгломератов на разных горизонтах пенченгинской свиты.

Приведенные материалы показывают, что на территории Центрального и Приенисейского поднятий между породами пенченгинской и кординской свит либо существуют постепенные переходы, либо они разделены местными размывами. Этот вывод подтверждается согласным залеганием свит, отсутствием на этом уровне крупных эродированных поверхностей, слабой окатанностью и сортировкой материала базальных обломочных пачек кординской свиты, присутствием в них обломков местных пород.

Сказанное позволяет предположить значительную преемственность между тектоническими режимами тейского и сухопитского времени.

#### ОБРАЗОВАНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЦИКЛА

Одна из важнейших черт рифея Енисейского края — его полициклическое строение. Оно отмечено в ряде публикаций [Румянцева, 1975; Ануфриев, 1975; Вотях, 1968; Постельников, 19716; и др.]. В разрезах позднедокембрийского геосинклинального мегацикла внешних зон геосинклинали выше еще плохо изученной тейской цикломы автору удалось выделить цикломы нескольких порядков. Ниже приведены характеристики наиболее крупных из них — циклом II и III порядков.

Сухопитская циклома II порядка включает породы сухопитской серии ( $R_{1-2}$ ). Главные подразделения сухопитской цикломы: аспидная, ритмичнослоистая и карбостромовая<sup>4</sup> формации (см. рис. 5).

Аспидная формация (кординская, горбилоская и удерейская свиты) наиболее изучена в Восточной миогеосинклинальной зоне. На всем протяжении зоны свиты аспидной формации характеризуются близостью состава пород, фациальной выдержанностью. Несмотря на огромную мощность (3,0—3,5 км), существенные перепады в разрезах формации отсутствуют. Наиболее распространены однообразные темные и зеленоватые, массивные или тонкослоистые метапелиты с прослойками алевролитов и редкими горизонтами глинистых известняков. Эти породы слагают горбилоскую—удерейскую свиты середины аспидной формации. Среди метапелитов аспидной формации преобладают кварц-серицит-хлоритовые разновидности с различными количественными соотношениями этих минералов, иногда углеродистые. Алевролиты олигомиктовые, реже аркозовые. В крайних восточных выходах пород этой средней части формации повышается роль песчаников и алевролитов. В разрезах Иркинеевского выступа среди отложений удерейской свиты многочисленны прослои косослоистых полимиктовых песчаников с линзами конгломератов (данные Р.Я. Склярова — КГУ; наблюдения автора).

Краевые части аспидной формации более фациально разнообразны. В разрезах северо-восточного крыла Ангаро-Питского прогиба нижние 150—200 м формации (низы кординской свиты) сложены аркозовыми песчаниками с линзами полимиктовых конгломератов, известняков и алевросланцев. Выше залегают темно-серые слоистые алевросланцы и метапелиты хлорит-серицит-биотит-кварцевого состава с пачками олигомиктовых кварцитовидных песчаников (800—1000 м). В кровле кординской свиты содержится значительное количество карбонатного материала. Мощность кординской свиты колеблется: она уменьшается иногда более чем вдвое (по р. Тее — от 1200 до 500 м), при приближении к Центральному поднятию, где в основании аспидной формации на границе ее с отложениями пенченгинской свиты вероятны незначительные размывы.

В кровле аспидной формации Восточной миогеосинклинальной зоны залегает выдержанная, но маломощная (до 100 м) пачка мелководных терригенно-карбонатных отложений — темных глинистых известняков, известковистых сланцев, по простиранию нередко замещающихся косослоистыми олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Иногда в основании пачки отмечаются местные размывы. Пачка является пограничной между аспидной и ритмичнослоистой

<sup>4</sup> Типовые характеристики аспидной и карбостромовой формаций см. в работах Б.М. Келлера [1973 и др.], Я включаю в них также соответствующие вулканиты.

формациями и обычно относится к верхам удерейской свиты. Реже, с учетом размытых в мелководной пачке, ее считают погорюйской.

Приведенные выше характеристики касаются аспидной формации Восточной миогеосинклинали. В западном направлении состав формации значительно изменяется. Ее мощность в Ишимбинской шовной зоне и на Центральном поднятии скачкообразно увеличивается до 4—5 км. Вкостр простираения кряжа с востока на запад уменьшается аркозность кластитов: в составе обломочного материала начинает резко преобладать кварц. В осложняющей верхнюю краевую часть формации мелководной пачке наряду с карбонатными породами и песчаниками-гравелитами в изобилии появляется туфовый материал, а мощность пачки на Сухопитской горст-антиклинали возрастает до нескольких сотен метров. Верхняя граница аспидной формации в западных разрезах становится более неопределенной за счет появления в мелководной пачке градационной слоистости и уменьшения общего количества обломочного материала в вышележащей ритмичнослоистой формации<sup>5</sup>. Но в целом разрез осадочной части аспидной формации остается прежним: так же типична мощная (2,0—2,5 км) метаглинистая средняя часть формации; сохраняют свой облик даже относительно изменчивые краевые ассоциации пород.

Принципиально новым в разрезах аспидной формации западной из внешних зон Енисейского кряжа является наличие вулканитов и малых тел изверженных пород почти исключительно основного состава. Их описания, приводимые ниже, основаны главным образом на характеристиках гиабиссальных тел (даек, штоков и т.д.), так как эффузивные члены этих серий обычно более, сильно изменены и труднее определяются.

Древнейшими являются изверженные породы индыглинского комплекса (см. рис. 1). Они образуют дайки и силлы мощностью до сотен метров, а также штоки и генетически связанные с ними пачки и пласты метаэффузивов. Малые тела индыглинского комплекса обычно залегают среди образований верхов пенченгинской свиты, а метаэффузивы встречены также в разрезах нижней части аспидной формации.

О пространственном распределении образований индыглинского комплекса на всей территории кряжа судить трудно, так как эти породы обнажены лишь фрагментарно, в крупных поднятиях, где приурочены к региональным разломам. Первые дайки и штоки ортоамфиболитов индыглинского комплекса встречаются уже в зоне Ишимбинского разлома, прослеживаясь на север до р. Чапы. На междуречьи Панимбы и Чиримбы к этой зоне, помимо даек ортоамфиболитов, метагабброидов и других, приурочены туфы, туфолоавы, потоки диабазовых порфиритов, диабазов, спилитов, кварцевых порфиров, переслаивающиеся с глинистыми и кремнистыми сланцами, туфопесчаниками, известняками (рис. 6) [Петров, 1970]. Суммарная мощность горизонтов пирокластов и эффузивов порядка 800 м. Согласно В.Г. Петрову, эта толща вулканитов занимает пограничное положение между типично пенченгинскими мраморами и кординскими кварц-биотитовыми сланцами. Вероятно, она соответствует значительной части кординской свиты.

Многочисленные малые тела пород индыглинского комплекса связаны с зоной Татарского разлома. К югу от р. Большой Пит комплекс изучен Л.Г. Савановичем (КГУ), выделившим в нем интрузивную (метагабброиды — метатриплекситы) и вулканическую фазы. К последней отнесены некии габбрового и диабазового состава. При детальном картировании вдоль Татарской зоны на протяжении 60 км от р. Подголец до р. Кандашино установлена цепь из 22 вулканических построек, возникших, по-видимому, вдоль древних трещин растяжения. Возможно, мы имеем здесь дело с морфологически выраженной грядой палеовулканов, так как на этом участке прослежены фациальные изменения и осадочных отложений: замещение метаглинистых осадков кординской свиты мелководными доломитами со строматолити-

<sup>5</sup> Эта неопределенность отражена и в местной стратиграфической шкале: в разрезах восточного склона Приенисейского поднятия (Сухопитской горст-антиклинали и др.) вместо удерейской и погорюйской свит выделяется единая тисская свита.

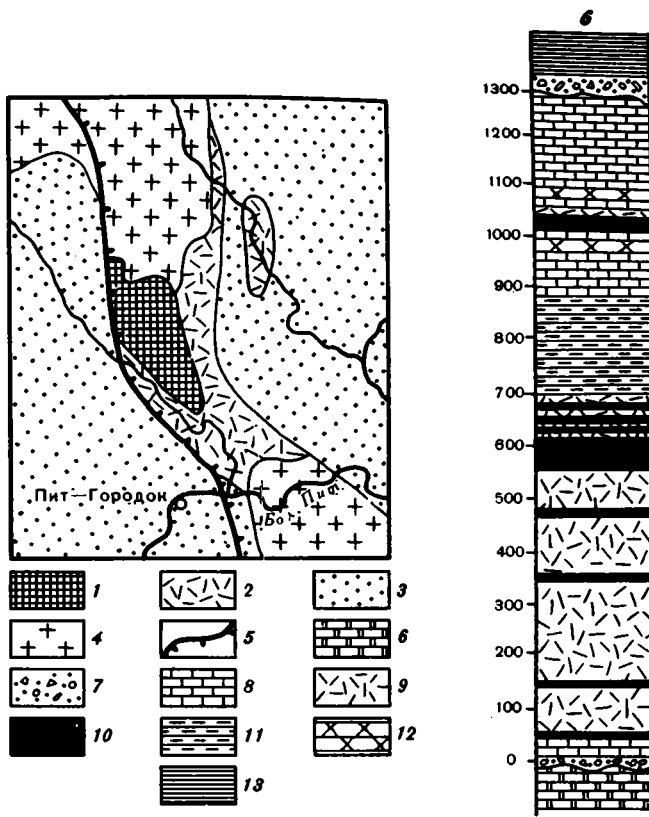


Рис. 6. Разрез верхов тейской — низов сухопитской серий р. Панимбы (по В.Г. Петрову [1970], с изменениями автора)

1 — породы пенченгинской свиты; 2 — вулканиты кординской (?) свиты; 3 — рифейские отложения; 4 — граниты Чиримбинского и Аяхтинского массивов; 5 — Панимбинский надвиг; на колонке: 6 — мраморы пенченгинской свиты, 7 — гравелиты и конгломераты, 8 — известняки, 9 — туфы и туфогенные породы, 10 — порфиры, спилиты, миндалекаменные породы, 11 — графито-кремнистые сланцы, 12 — песчаники, 13 — кварц-биотитовые сланцы; положение колонки см. на рис. 1

тами. Образования индыглинского комплекса на этом участке относятся к низам аспидной формации<sup>6</sup>.

По р. Большой Пит и его притокам при пересечении рекой Сухопитской горст-антиклинали к раннегеосинклинальным вулканитам, возможно, принадлежат основные эффузивы и дайки нижней половины аспидной формации. Обычно они не отделяются здесь от исаковского комплекса вулканитов (см. ниже; материалы А.Е. Березия, В.И. Лисина, Б.А. Скороделова, И.А. Молчанова и др. — КГУ; наблюдения автора).

В зоне Енисейского шва на Южно-Енисейской глыбе вдоль границы внешних и внутренней зон малые тела индыглинского комплекса образуют протяженную полосу (длиной 110 км, шириной 5–8 км) по северо-восточному краю Юдинского (Предивинского) приразломного прогиба и на его южном продолжении. Другая полоса их (длина 80 км, ширина 5 км) протягивается меридионально, от среднего течения р. Тис к верховьям р. Исаковки, и, по-видимому, также связана с разломом.

<sup>6</sup> В самое последнее время Т.Я. Корнев ([1978] и устное сообщение) высказал иное мнение о возрасте осадочных пород и вулканитов в описанных В.Г. Петровым и Л.Г. Савановичем районах междуречья Чиримбы—Панимбы и Татарской зоны. Он считает их верхнесухопитскими — нижнетунгусскими ("сосновско-потоскуйский уровень"). В противоположность своим прежним представлениям Т.Я. Корнев пришел к выводу о почти полной стерильности сухопитской серии в отношении вулканитов.



Таблица 3

Химический состав пород индыглинского комплекса\* и сходных по химизму образований, %

Окисел	Центральное поднятие						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	48,64	46,6	48,78	46,68	48,66	45,80	52,0
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,12	1,30	1,77	1,75	1,45	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,41	14,83	13,95	14,60	18,18	15,0	15,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	1,29	2,73	2,12	4,37	4,34	2,80
FeO	11,28	9,27	8,63	9,96	6,71	9,40	5,48
MnO	0,11	0,34	0,18	0,21	0,18	0,05	0,15
MgO	8,14	12,43	7,89	7,0	5,04	10,12	7,58
CaO	7,62	8,78	11,91	9,90	5,75	9,20	9,78
Na <sub>2</sub> O	3,30	Сл.	2,22	2,73	4,92	3,54	3,40
K <sub>2</sub> O	0,45	0,98	0,26	0,15	2,08	0,12	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,22	0,22		0,40	0,29	0,14

\* По материалам геологов КГУ и ВСЕГЕИ;

\*\* По В.А. Кутюлину [1972].

Примечание. Места взятия образцов: 1 — р. Ангара выше устья р. Ергулейки, 2 — р. Ангара ниже Таловых островов, 3 — р. Большой Пит выше пос. Пит-Городок, 4 — вблизи

Наиболее распространены среди пород индыглинского комплекса ортоамфиболиты. Они зернистые, полосчатые, реже однородные, с гранонематобластовым сложением и редкими реликтами диабазовой микроструктуры. Распространены роговообманковая и актинолитовая разновидности амфиболитов. Породообразующие минералы: амфибол — 20–80%, плагиоклаз (андезит–лабрадор) — 15–40%, кварц — до 10–15%. Химический состав ортоамфиболитов на всей территории Енисейского края довольно выдержанный и соответствует диабазам, габбро-диабазам, реже — частично гипербазитам.

Из табл. 3 видно, что малые тела индыглинского комплекса по химическому составу близки как к траппам Сибирской платформы, так и к толеитовым базальтам океанов. Однако возрастная приуроченность, по крайней мере, верхних членов комплекса к аспидной формации позволяет более определенно считать его раннегеосинклинальным.

Точных геологических сведений о возрасте индыглинского комплекса нет. Его верхняя граница определяется фельдшпатизацией и окварцеванием ортоамфиболитов гранито-гнейсами тейского комплекса (~ 1000 млн. лет; см. ниже). По немногочисленным радиометрическим определениям (1550–1650 млн. лет) и приуроченности к породам верхов тейской — низов сухопитской серии есть основания считать индыглинский комплекс верхнепензенским-кординским. Комплекс занимает как бы двойственное положение: он сформировался в конце тейского — начале сухопитского циклов. Возможно, этим объясняется несколько большая щелочность его нижних членов. Не исключено, что при дальнейшем изучении химизма и возраста индыглинских образований в них обособятся два самостоятельных подразделения.

Силлы, дайки, мелкие штоки изверженных пород встречаются по всему стратиграфическому разрезу аспидной формации, прорывая различные ее подразделения (см. рис. 1–8). Наибольшей концентрации они достигают в зонах тектонических швов. Резко преобладают образования основного состава (диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфиристы), объединенные Т.Я. Корневым [1976; Корнев и др., 1974] в метабазальтовую формацию. Эти породы регионально метаморфизованы в зеленосланцевую и амфиболитовую фациях, часто превращены в ортоамфиболиты и пр. Верхняя возрастная граница даек и штоков, как правило, однозначно не датирована. По степени измененности они обычно подразделяются на сухопитский

Приенисейское поднятие			Среднеарифметическое	Отклонение	Среднеарифметическое	Отклонение
8	9	10	11**		12**	
49,03	50,84	47,45	48,43	1,48	49,15	1,33
1,82	0,9	0,80	1,48	0,61	2,09	0,52
14,16	14,14	14,36	15,35	1,37	15,09	1,04
3,64	1,9	2,21	3,59	1,62	3,35	1,36
10,14	8,32	9,39	9,39	1,95	7,56	1,28
0,20	0,19	0,19	0,19	0,08	0,17	0,02
6,13	7,97	11,10	6,18	1,24	7,75	1,23
9,08	10,57	10,51	10,69	1,12	10,61	0,70
2,35	1,85	1,05	2,18	0,61	2,23	0,40
0,89	0,56	0,54	0,73	0,47	0,30	0,15
0,16	0,083	0,093	0,13	0,14	0,23	0,06

Татарского гранитного массива, 5 — р. Большая Хаикта, приток р. Чиримбы, 6 — р. Татарка выше устья руч. Индыглы, 7 — верховья р. Кии, 8—10 — верховья рек Чапа—Верхняя Сурниха (среднее: 8 — по 4 анализам, 9—10 — по 2 анализам), 11 — траппы Сибирской платформы, 12 — толентовые базальты океанов,

исаковский и послесухопитский токминский комплексы. Отметим, что из-за неопределенности возрастных границ индыглинского, исаковского и токминского комплексов, а также из-за близости их составов четкое разграничение этих комплексов отсутствует.

В целом средняя и верхняя части аспидной формации внешних зон, по-видимому, обеднены магматизмом.

Ритмичнослоистая фомация сухопитской цикломы включает породы погорюйской свиты ( $R_2$ ). Разрезы погорюйской свиты имеют полиритмичное строение: они состоят из многократно чередующихся седиментационных циклом разного масштаба. Седиментационные цикломы мощностью в десятки метров описаны в погорюйских разрезах Приангарья [Ануфриев, 1975] и на других участках. В составе нижних элементов циклом преобладают разнозернистые косослоистые песчаники, средних — алевролиты и аргиллиты, верхних — алеврито-песчаный материал. В основании циклом часты незначительные размывы. Внутри относительно крупных циклом, особенно в их средних частях, обычно наблюдаются пачки с мелким градационным переслаиванием аргиллитов — алевролитов — мелкозернистых песчаников, образующих микроцикломы мощностью от нескольких миллиметров до сантиметров, иногда более. Они напоминают флиш (рис. 7). Такая полиритмичность типична для строения разрезов погорюйской свиты на всей территории Восточной миегеосинклинали и Центрального поднятия. На западном склоне Приенисейского поднятия погорюйские флишоиды описаны В.Ю. Забродиным и Е.А. Бевзенко [1975]. Наиболее распространенными элементами флишевых циклов там являются кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты и слюдястые аргиллиты или алевролиты и аргиллиты (субфлиш). Характерны градационная слоистость, постепенные переходы между элементами микроцикла, резкие — по его границам. В обломочных частях циклом встречается косая слоистость. На поверхностях напластования нередки гиероглифы.

Учитывая все сказанное, я предлагаю выделять погорюйскую свиту в качестве ритмичнослоистой формации.

Пачки флишоидов разделены неслоистыми сланцевыми горизонтами мощностью до нескольких десятков метров или пластами и пакетами с резким преобладанием кварцитовидных песчаников. В нижней краевой части ритмичнослоистой формации над пограничной мелководной пачкой обычно залегает толща темных кварц-сери-

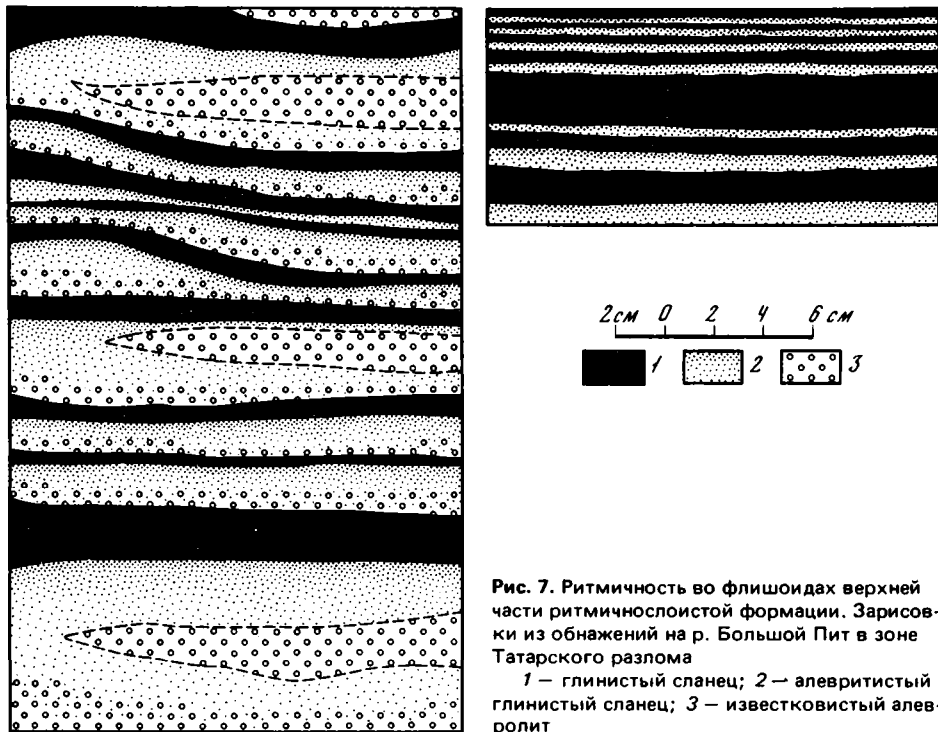


Рис. 7. Ритмичность во флишоидах верхней части ритмичнослоистой формации. Зарисовки из обнажений на р. Большой Пит в зоне Татарского разлома  
 1 — глинистый сланец; 2 — алевритистый глинистый сланец; 3 — известковистый алевролит

цитовых сланцев с редкими прослоями алевролитов (200–400 м). Вверх количество прослоев алевролитов возрастает, появляются песчаники, и весь разрез постепенно приобретает типичное ритмическое строение.

В разрезах Сухопитской горст-антиклинали (реки Большой Пит — Каменка) ритмичнослоистая формация представлена мощной толщей из мелкого флишеподобного чередования алевролитов и глинистых сланцев, создающего своеобразный "полосчатый" облик всего разреза. Роль песчаников здесь невелика. В верхах формации вновь преобладают темные глинистые сланцы. Постепенный переход к известнякам сосновской карбостромовой формации осуществляется через пачку пестрых карбонатных сланцев.

На восточном склоне Приенсейского поднятия (р. Большой Пит у о. Пемы) выше мелководной карбонатно-терригенной пачки в нижней трети разреза (~400 м) формация сложена ритмично чередующимися глинистыми сланцами и алевролитами. В ее средней и верхней частях количество алевролитов и песчаников с прослоями гравелитов возрастает. Характерны вулканомиктовый состав обломков (вулканическое стекло, риолит-дацитовые порфиры, андезито-базальты и т.д.) и их плохая окатанность, указывающие на близкий размыв вулканогенных пород.

Верхняя граница ритмичнослоистой формации нечеткая. При переходе к вышележащей сосновской свите в отложениях ритмичнослоистой формации появляются карбонатные породы (известковистые сланцы, глинистые известняки), но ритмичное чередование флишеоидного типа сохраняется во всей переходной пачке (100–150 м разреза).

Вулканиды не характерны для формации даже на западе. Магматизм в погорюйское время на территории Енисейского кряжа был резко ослаблен.

Мощность погорюйской ритмичнослоистой формации в миогеосинклиальной зоне 0,9–1,2 км. На Центральном поднятии она равна 0,6–1,0 км. В зоне Татарского разлома и на Сухопитской горст-антиклинали мощность быстро возрастает — 1,2–1,6, даже до 2,0 км по р. Каменке, а затем постепенно вновь несколько уменьшается на восточном склоне Приенсейского поднятия до 0,8–1,2 км (данные по бассейну Большого Пита; см. рис. 5).

Главнейшие разновидности пород ритмичнослоистой формации— кварцитоподобные песчаники, алевролиты и аргиллиты, связанные в мелких цикломах взаимными переходами. Максимальное количество песчаников на востоке сосредоточено в верхах формации. Состав песчаников и алевролитов в восточной половине миогеосинклинального прогиба кварцевый, олигомиктовый. В направлении к Центральному поднятию песчаники приобретают более полимиктовый характер: увеличивается количество обломков кислых плагиоклазов, слюд, микроклина и пр. В разрезах Сухопитской горст-антиклинали алевролиты формации существенно аркозовые, а на восточном борту Приенисейского поднятия в обломочных породах верхов формации велика роль вулканомиктового материала. Пелиты темные, обычно тонко рассланцованы, метаморфизованы до филлитов и глинистых сланцев с образованием серицита, хлорита, реже биотита.

Венчающая разрез сухопитской цикломы карбонатная толща отнесена Б.М. Келлером [1973] к катавской градации карбостромовой формации и в формационном отношении очень типична. Слагающие ее отложения свит карточки и аладынской в западных районах края нередко объединяются в сосновскую свиту. Название "сосновская карбостромовая формация" принято в настоящей работе.

Средняя часть формации в Ангаро-Питском прогибе сложена характерными пестрыми известняками свиты карточки (150–300 м). Известняки обломочно-хемогенные, пелитоморфные, содержат тонкораспыленный гематит, сульфиды железа, марганца. В низах пачки часты глинистые разности и известковистые аргиллиты; в верхах ее встречены линзы кремней, пласты конгломерато-брекчий, локальные размывы. Широко распространенная и очень типичная линзовидно-полосчатая микротекстура известняков описана В.А. Комаром как микротекстура пластовых строматолитов [Ануфриев, 1975].

Базальная пачка сосновской формации мощностью в несколько десятков метров сложена зелеными тонкослоистыми известковистыми аргиллитами, ритмично переслаивающимися с полимиктовыми алевролитами и известняками. Она еще частично сохраняет признаки строения и состава ритмичнослоистой формации.

Верхние 200–500 м разреза сосновской формации — массивные светлые доломиты аладынской свиты, нередко с телами магнезитов и кремнистыми стяжениями.

Рассмотренные разрезы сосновской карбостромовой формации характерны для южной и восточной частей Ангаро-Питского прогиба. В западном и северном направлениях в пределах Восточной миогеосинклинальной зоны возрастает мощность базальной пачки формации, увеличивается ее песчанность. В верхней половине пачки появляются горизонты с железомарганцевой минерализацией. В этом же направлении верхняя доломитовая часть формации замещается известняками, возможно, также частично размыва в предпотоскуйское время. На крайнем северо-востоке зоны (Чернореченский горст) доломиты в верхней пачке вновь появляются.

В целом на территории миогеосинклинали наиболее фациально устойчива средняя часть сосновской формации — маркирующая пачка пестрых известняков свиты карточки.

В более западных зонах сосновская карбостромовая формация также представлена типичной, хотя и относительно маломощной (250–600 м) толщей глинисто-карбонатных пород. На Приенисейском поднятии разрез формации (300–400 м) разделяется на нижнюю и верхнюю известняковые пачки и среднюю существенно вулканогенную. В последней широко развиты туфы андезитов-базальтов, а также более кислые и основные эффузивы. Для известняковых пачек характерно массовое появление столбчатых строматолитов, нередко слагающих крупные рифообразные биогермы (р. Большой Пит у о. Пема).

На границе сухопитского и тунгусского времени на территории Енисейского края сформировался тейский гранито-гнейсовый комплекс (формация; см. рис. 1–9). Комплекс был выделен И.Л. Комовым [1969] и в разных аспектах описан Ю.А. Кузнецовым [1941], В.М. Даценко [Корнев и др., 1974], М.И. Волобуевым, С.И. Зыковым, Н.И. Ступниковой с соавторами [1976], Е.С. Постельниковым [1973] и др.

К тейскому комплексу относятся часть Тейского, Гусьяновский, Чернореченский, группа Верхнесурнихинских, Посольненский и другие массивы, а также многочисленные мелкие тела гранитоидов распыльчатых очертаний. В Заангарье образования тейского комплекса приурочены к Центральному и Приенисейскому поднятиям. На Южно-Енисейской глыбе они гранитизируют породы архея и нижнего протерозоя.

Характерные разновидности комплекса — порфиробластические граниты, гнейсограниты, мигматиты. Как правило, эти образования связаны постепенными переходами с вмещающими породами; они содержат многочисленные ксенолиты, реликтовые структуры (слоистость и др.) парапород. Химический состав пород тейского комплекса разнообразен и тесно связан с составом вмещающих образований. Широко распространены микроклиновые граниты, адамеллиты, гранодиориты и т.д. Кроме отмеченной приуроченности к поднятиям, гранитоиды тейского комплекса тяготеют к приразломным зонам смятия и повышенного метаморфизма (см. рис. 1). Морфологически они нередко образуют гранито-гнейсовые купола и валы [Белянкина, 1969].

Все сказанное свидетельствует о формировании пород тейского комплекса путем метасоматической гранитизации образований тейской и сухопитской серий, по-видимому, с использованием вещества дорифейского сиалического слоя.

Охарактеризованные нижнесухопитская аспидная, погорюйская ритмичнослоистая и сосновская карбостромовая формации образуют единый вертикальный формационный ряд. Большая по мощности нижняя часть этого ряда (аспидная формация) соответствует этапу общего прогибания. Магматизм этого этапа преимущественно базальтоидный, мантийного происхождения. Он приурочен главным образом к крупным разломам, бывшим в то время линейными участками растяжения.

В погорюйское время в обстановке начавшейся структурной дифференциации накопились толщи флишоидного строения. Сосновское время соответствует этапу тектонической нивелировки и замедления прогибания. Значительные участки оказались поднятыми, что обусловило на них предтунгусикский перерыв и формирование кор выветривания. В этой второй половине сухопитского цикла в связи с усложнением тектонического режима и первой структурной дифференциацией магматизм также стал более разнообразным. Появление кислых эффузивов среди вулканитов сосновской формации и в особенности формирование на поднятиях тейского комплекса гранито-гнейсов свидетельствуют о первом значительном участии в магмообразовании сиалического вещества земной коры.

Сухопитская циклома II порядка естественно разделяется на две цикломы III порядка со сходным строением (см. рис. 5). К нижней из них относятся отложения кординской, горбилокской и удерейской свит до мелководной терригенно-карбонатной пачки (фациально разнообразные отложения низов кординской свиты — однообразные метаглинистые отложения). К верхней — отложения погорюйской — сосновской свит (мелководная пачка — темная метаглинистая толща низов погорюйской свиты и флишоиды — глинисто-карбонатные отложения).

Среди пород сухопитской цикломы внешних зон в целом резко преобладает метапелитовое вещество, а магматиты основного состава проявились главным образом в начале цикла — в кординское время. Большая часть цикла характеризуется седиментацией в едином, слабо дифференцированном прогибе.

Тунгусикская циклома II порядка сложена породами тунгусикской серии ( $R_{2-3}$ ). Отложения тунгусикской цикломы согласно, на поднятиях с размывом залегают на породах сосновской формации сухопитской цикломы. В Восточной миегеосинклинали к югу от р. Горбилук А.Б. Хисамутдинов (КГУ) описал между ними красноцветную кору выветривания и значительный перерыв, местами полностью уничтоживший доломиты аладынской свиты.

Позднерифейские осадконакопление и магматизм на всей территории внешних зон Енисейского края происходили в обстановке тектонической дифференциации и характеризуются большим фациальным разнообразием. Поэтому выделение формационных подразделений в разрезах тунгусикской цикломы затруднительно. Я начну ее описание с характеристики циклом III порядка — потоскуйской, гребенской и киргитейской (см. рис. 5).

Потоскуйская циклома на значительной части миогеосинклинальной зоны состоит из нижнего, преимущественно метаглинистого и верхнего карбонатного подразделений, выделяемых соответственно как красногорская и джурская свиты. Типичны в этом отношении южная и восточная окраины Ангаро-Питского прогиба. Здесь отложения красногорской свиты — главным образом аргиллиты. Темное "углистое" вещество придает породе темно-серую и угольно-черную окраску. Среди аргиллитов присутствуют отдельные прослои алевролитов и песчаников. Количество обломочного материала увеличивается в базальных горизонтах, где наряду с песчаниками встречены линзы конгломератов, а также пласты известняков и доломитов. Соединениями железа эти горизонты нередко окрашены в пестрые, преимущественно буро-красные тона. Мощность свиты значительно варьирует, достигая на р. Ангаре в районе Выдумской шиверы 1000 м.

Вкрасе́ простира́ния миогеосинклинальной зоны породы красногорской свиты испытывают изменения. В сторону Иркинеевского выступа они в значительной мере замещаются доломитами, а мощность собственно сланцевой части сокращается до 100—200 м (участок у устья р. Каменки и пр.).

На западе и северо-западе, при приближении к Центральному поднятию в составе красногорской свиты начинают преобладать алевролиты с линзами кварцевых песчаников — гравелитов, возрастает мощность нижней пестроцветной пачки, увеличивается карбонатность верхов разреза. Так, на западном борту Ангаро-Питского прогиба в верховьях р. Удоронги, по данным В.К. Мокрого (КГУ), выше базального горизонта гематитовых руд красногорская ("потоскуйская") свита сложена мощной толщей аргиллитов (1100 м), в нижней части — пестрых, в средней — красноцветных, с прослоями кварцевых песчаников и пачками флишоидного строения. Эти породы занимают здесь практически весь объем потоскуйской цикломы. Большую мощность — 600—800 м — красногорская свита имеет также на севере Ангаро-Питского прогиба, в бассейнах рек Большой Пит и Горбилка. Здесь она сложена (снизу вверх) темными хлорит-серицитовыми метапелитами, иногда карбонатными (~250 м); микрослоистыми алевропелитами, часто с удлиненными кристаллами хлоритоида (200—250 м). В разрезах этой части цикломы В.Г. Петров по Большому Питу выше устья р. Чиримбы описал пачку (140 м) туфов основного состава. В толще мощностью 100—150 м среди аргиллитов и кварцевых алевролитов (ритмичное чередование) появляются прослои известняков. Разрез потоскуйской цикломы на севере прогиба венчается невыдержанным горизонтом (до 200 м) мелкозернистых известняков и доломитов, местами со строматолитами и конгломерато-брекчиями. Вероятно, стратиграфический объем нижнего члена потоскуйской цикломы на северном и западном участках Ангаро-Питского прогиба возрастает и местами соответствует почти всей потоскуйской подсерии.

Аргиллиты красногорской свиты большей частью хлорит-гидрослюдистые. Типичные для свиты признаки: железистость, в особенности для нижней части разреза (до гематитового оруденения); высокое (до 25—30%) содержание глинозема в аргиллитах; преимущественно кварцевый, реже аркозовый состав обломочных пород. Устойчивым признаком красногорской свиты Э.Ф. Румянцева [1973] считает повсеместное присутствие в ней мелкокристаллического рутила, приуроченного к скоплениям "углистого" вещества, находящегося в тонкодисперсном состоянии. Весьма характерны пачки темных "углистых" аргиллитов. Нередки, особенно в средней и верхней частях свиты, пачки флишоидов (карбонатные песчаники — алевролиты — аргиллиты).

Верхнее подразделение потоскуйской цикломы — джурская свита — в типичном выражении распространена в полосе Приангарских поднятий и на Иркинеевском выступе. В этих районах она состоит из 5—7 осадочных апоциклом мощностью по 100—250 м каждая. Цикломы сложены (снизу вверх) кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, редко доломитами; известковистыми аргиллитами и глинистыми известняками; доломитами и известняками. Преобладают доломиты (до 70% общего объема пород). Они светлые, массивные, со строматолитами и онколитами, реже темные, хемогенные. Аргиллиты, известняки и песчаники

играют подчиненную роль. Они распространены в нижних маломощных частях циклом. Их общее количество возрастает в низах разреза свиты. Для аргиллитов и известняков характерны темно-, зеленовато-серые, реже пестрые окраски. Глинистое вещество представлено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом, каолинитом [Ушакова, 1974]. Известняки обломочно-хемогенные и строматолитовые, обычно с примесью кварцевых зерен. Песчаники и алевролиты чисто кварцевые, нередко ожелезненные.

В основании некоторых мелких циклом отмечены локальные размывы, характерные также для границ свиты.

К центру Ангаро-Питского прогиба и на его северном окончании карбонатные породы джурской свиты латерально замещаются аргиллитами, алевролитами и песчаниками (данные Ю.Н. Елхова, Г.Г. Тузлукова — КГУ). В приустьевой части р. Горбилонк разрез потоскуйской цикломы венчается невыдержанным горизонтом (200—300 м) мелкозернистых известняков, доломитов со строматолитами и конгломерато-брекчиями.

Близкий состав и сходные соотношения красногорской и джурской свит наблюдаются на севере миогеосинклинали зоны (Чернореченский горст; материалы Е.И. Врублевича и автора). От р. Большой Черной на восток, к предполагаемой области размыва аргиллиты и алевролиты красногорской свиты (400—500 м) замещаются песчаниками и карбонатными отложениями, а затем — песчаниками и конгломератами с обломками подстилающих пород. Строматолитовые доломиты и известняки джурской свиты (более 1000 м по р. Большой Черной) нередко латерально переходят в песчаники и алевролиты.

Мощность потоскуйской цикломы в Восточной миогеосинклинали резко колеблется: от нескольких сотен метров до 1,5—1,9 км.

На Центральном поднятии в Кадринской грабен-синклинали мощность потоскуйской цикломы 1,0—1,6 км. В большей нижней части ее разреза по-прежнему преобладают глинистые кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и алевроглинистые сланцы с тонкими прослоями кварцевых песчаников. В верхах разреза повышается карбонатность пород. Верхнее подразделение (до 500—600 м) сложено главным образом не карбонатными, а мелководными песчано-глинистыми отложениями с линзами строматолитовых известняков в кровле.

Западнее, в зоне Татарского разлома мощность потоскуйской цикломы значительно колеблется, местами неравномерно возрастая до 1,5—3 км (см. рис. 5). По Большому Питу у устья р. Кандашимо и ниже разрез начинается сланцевой толщей (600 м) в низах с пластами песчаников, туфовым материалом, иногда (бассейн р. Лендахи) с базальным грубообломочным горизонтом. Выше залегают толща песчано-глинистого флиша (200 м), сменяющаяся вверх хлоритоидными сланцами с пачками флишоидов и горизонтами туфов — туфолов основного — среднего состава. Верхняя часть разреза (~аналог карбонатной толщи) обогащена кварцитоподобными песчаниками и биогермами строматолитовых известняков (несколько сотен метров). Частично при геолого-съёмочных работах она отнесена к низам шунтарской свиты. Общая мощность разреза 1,6—1,8 км.

На Сухопитской горст-антиклинали среди потоскуйских вулканитов встречены также кислые разности — липаритовые и дацитовые порфиры и их туфы (реки Сухой Пит, Рудиковка).

Еще западнее, на восточном крыле Приенисейского поднятия (Бурмакинский прогиб) мощность потоскуйской цикломы вновь уменьшается до 1,1—1,3 км, а вулканиты исчезают из ее разреза. В Левокаменской грабен-синклинали Бурмакинского прогиба породы потоскуйской цикломы с аркозовыми песчаниками и гравелитами в основании согласно, вероятно с размывом, залегают на сосновских терригенно-карбонатных отложениях. Разрез нижнего подразделения цикломы по берегам р. Большой Пит выше устья руч. Березового сложен темной сланцевой толщей с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов, пачками карбонатно-глинистых пород (более 1000 м). Горизонты пестроцветных карбонатных сланцев и известняков обогащены соединениями марганца. Верхнее подразделение цикломы мощностью несколько сотен метров представлено чередованием пластов и пачек

известняков, глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Известняки темные, плитчатые, глинистые и массивные, комковатые, со строматолитами и прослоями карбонатных брекчий. Массивные разности при ударе издают резкий запах сероводорода.

Породы гребенской цикломы<sup>7</sup> также состоят из нижнего метаглинистого и верхнего карбонатного подразделений — свит шунтарской и Серого ключа. Хотя граница потоскуйской и гребенской циклом на некоторых участках соответствует размыву, она довольно условна: базальные горизонты шунтарской свиты сохраняют ритмичное строение и также сложены строматолитовыми известняками, кварцевыми песчаниками, аргиллитами. Вместе с тем в верхах осадочных циклом сначала на отдельных участках, затем повсеместно появляются угольно-черные известняки и карбонатные метапелиты с большим количеством тонкораспыленного углерода. Уже в средней части разрезов шунтарской свиты эти “углистые” породы доминируют, слагая пачки мощностью по несколько сотен метров.

В составе шунтарской свиты Восточной миогеосинклинали зоны преобладают черные “углистые” аргиллиты и известняки. Относительные их количества в разных разрезах переменные. Аргиллиты известковистые, хлорит-гидрослюдистые. Известняки черные, плитчатые, пелитоморфные, иногда неясно- и косослоистые, изредка с биогермами строматолитов. В породах свиты присутствует хлоритоид. Вкрест простирания миогеосинклинали зоны с запада на восток известняки частично замещаются магнезитоносными доломитами. Количество “углистого” вещества в аргиллитах и известняках — до нескольких процентов. В ассоциации с “углистым” веществом обычные сульфиды (пирит и пр.); имеется аутигенный рутил [Румянцева, 1975]. Мощность шунтарской свиты в миогеосинклинали изменяется от 500 до 1000 м. Е.И. Врублевич на севере зоны (Чернореченский горст) оценивает ее в 1500 м. Верхние 500 м разреза в этом районе содержат много прослоев глинистых известняков и, возможно, относятся уже к свите Серого ключа.

Верхнее подразделение гребенской цикломы — свита Серого ключа — согласно залегает на шунтарской свите и отличается большой фациальной изменчивостью. В стратотипе (р. Ангара у устья ключа Серого на южном борту Ангаро-Питского прогиба) свита представлена переслаиванием пачек массивных серых, розовых, черных доломитов и слоистых известняков с глинистыми прослойками (600–700 м). Верхняя половина разреза свиты существенно строматолитовая. Карбонатный тип разреза верхнего подразделения цикломы сохраняется в южной и восточной частях Ангаро-Питского прогиба (бассейн р. Каменки). На западе и севере прогиба в разрезах этого подразделения большую роль играют глинистые сланцы, песчаники и алевролиты. Мощность его переменная. Границы подразделения частично соответствуют размывам.

В Ишимбинской зоне и на Центральном поднятии (Кадринская грабен-синклиналь) в низах разреза гребенской цикломы появляются горизонты туфов основного состава; породы приобретают пеструю окраску, обусловленную окислами железа. Верхняя часть разреза цикломы сложена здесь ритмично чередующимися кварцевыми алевролитами — хлоритоидными и “углистыми” сланцами с прослоями известняков. Мощность цикломы 700–1200 м.

У крупных разломов в разрезах гребенской цикломы велика роль вулканитов. Вдоль восточного борта Южно-Енисейской глыбы на участке Нижнеангарской поперечной зоны шунтарский возраст имеет мощная (до 600 м) толща базальтовых, андезит-базальтовых порфиритов, сплитов и их туфов (данные А.В. Благодатского и др. — КГУ). Эффузивы переслаиваются с туфопесчаниками и кремнисто-“углистыми” сланцами. Вероятно, они генетически связаны с распространенной здесь серией даек диабазов и диабазовых порфиритов. На отдельных участках (р. Шишина) обнаружены туфы липарит-дацитового состава.

Севернее, на восточном крыле Центрального поднятия (Ишимбинская зона) в грабен-синклинали р. Рыбной, помимо основных вулканитов, на этом уровне развиты кварцевые альбитофиры, липаритовые порфиры и их туфы.

<sup>7</sup> По гребенской свите, выделенной С.В. Обручевым [1929] на р. Ангаре и включающей большую часть разреза цикломы.



Еще севернее, у восточного ограничения Кадринской грабен-синклинали Панимбинским надвигом (Центральное поднятие) среди сланцев и известняков шунтарской свиты в разрезе мощностью 600 м встречены пачки спилитов, туфов порфириров, дацитовых и липаритовых порфириров (см. рис. 6) .

Западнее, в полосе Татарского разлома — Ангаро-Тисского приразломного прогиба мощность гребенской цикломы возрастает до 1,5 км и более. Ее нижнее подразделение (шунтарская свита) по-прежнему сложено преимущественно темными сланцами с прослоями песчаников-алевролитов. Возрастает количество туфов основного состава, встречены горизонты диабазовых порфириров в ассоциации с дайками диабазов. К аналогам свиты Серого ключа здесь условно отнесена толща токминских известняков<sup>8</sup>, локально распространенных в бассейне р. Большой Пит (средняя часть Ангаро-Тисского прогиба). Толща сложена темными "углистыми", глинистыми, алевроитистыми известняками, нередко косослоистыми. В нижних горизонтах она обогащена обломочными породами (до гравелитов—конгломератов) и туфами основного состава. Изредка встречаются строматолиты. Мощность токминских известняков 1—1,5 км и более.

В Бурмакинском прогибе мощность гребенской цикломы 1,2—1,5 км. Верхняя половина сланцевой шунтарской свиты (600—700 м) здесь обогащена песчано-алевроитовым материалом. Верхнее подразделение цикломы сложено мелководными вулканомиктовыми (до гравелитов; обломки местных пород) и вулканогенно-карбонатными со строматолитами породами, а также алевроглинистыми сланцами и фациально весьма изменчиво.

Киргитейская циклома в разных зонах горста Енисейского кряжа включает разные свиты местной стратиграфической шкалы. Фациальная пестрота мелководных киргитейских отложений и их плохая сохранность (уцелели от эрозии лишь в локальных прогибах) сильно затрудняют характеристику киргитейской цикломы.

В Восточной миогеосинклинали на юге и востоке Ангаро-Питского прогиба образования цикломы подробно изучены по Ангаре и Каменке, где приблизительно соответствуют дадыктинской свите, по Г.И. Кириченко [1955]. На западном крыле прогиба к ней относятся отложения удоронгской (не полностью), бореминой, рыбинской и мокринской свит, по стратиграфической схеме КГУ.

В обнажениях р. Ангары у шиверы Шунтарской (юго-восток прогиба) в основании киргитейской цикломы наблюдается незначительный размыв. Глубина размыва возрастает в западном направлении [Ануфриев, 1975]. В разрезе шиверы обнажены: (1) аргиллиты и хлорит-серицитовые сланцы с прослоями крупнозернистых олигомиктовых песчаников (150 м); (2) толща известняков и доломитов с пачками аргиллитов и флишоидов (700—750 м). В нижних двух третях разреза толщи преобладают глинистые известняки, в верхах — строматолитовые и онколитовые доломиты со следами местных размывов; (3) разрез венчается пачкой (400 м) серых аргиллитов с прослоями доломитов и олигомиктовых песчаников. Общая мощность киргитейской цикломы у шиверы Шунтарской приблизительно 1300 м.

В направлении Центрального поднятия мощность пачки (1) быстро возрастает до 300 м и более. В ней и в низах разреза пачки (2) появляются пестроцветы. Эта песчано-глинистая с пестроцветами толща составляет нижнее подразделение киргитейской цикломы. Ее верхнее подразделение (2—3, мощность ~1100 м) — преимущественно мелководные, часто органогенные известняки и доломиты. На западе они в большой мере замещаются пестрыми аргиллитами и алевролитами с пачками флишоидов. При этом в аналогах пачки (3) преобладают весьма мелководные пестрые глинистые, обломочные и грубообломочные отложения, на значительной территории размывтые в предослянское время.

На северо-западе Ангаро-Питского прогиба в бассейне р. Горбилук разрез киргитейской цикломы следующий (см. рис. 5, колонка 5; материалы А.Б. Хисамудинова — КГУ и автора). Нижнее подразделение (250—300 м) сложено ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами с многочисленными признаками

<sup>8</sup> Другое мнение: токминские известняки — аналог дашкинской свиты (ослянская циклома).

мелководья, а также пестрыми известняками, глинистыми, частично пестроцветными сланцами с хлоритоидом. Верхнее подразделение (550–650 м) — хлоритоидные, известковистые, в верхах разреза “углистые” сланцы с линзами строматолитовых известняков. Кровля цикломы, возможно, размыва в предосляньское время.

На Центральном поднятии в ядре Кадринской грабен-синклинали разрез киргитской цикломы достигает 1600 м мощности, но по составу принципиально не отличается от миогеосинклинального (данные Л.Г. Савановича, А.Х. Иванова, Е.В. Покровского — КГУ).

В Ангаро-Тисском приразломном прогибе мощность цикломы еще более возрастает. В ее составе появляются изверженные породы. На юге прогиба (реки Ангара, Мурожные, Петрищева; описания Л.Г. Савановича, В.Ю. Забродина — КГУ) нижнее подразделение цикломы включает свиту Сухого хребта (1200 м). Ее разрез начинается серыми кварцитовидными песчаниками с прослоями “углистых” пиритиносных сланцев<sup>9</sup>. Количество сланцев вверх возрастает до преобладания в верхней половине свиты. Присутствуют пачки (до 100–200 м) ритмичного переслаивания песчаников—алевролитов—глинистых сланцев. Севернее р. Ангары в разрезах Сухого хребта и р. Сухой Пит сланцы частично замещаются кварц-полевошпатовыми песчаниками; в составе свиты появляются туфы основных, средних, реже кислых вулканитов (данные А.Е. Березия — КГУ). В верхах разреза преобладают кварциты.

В нижних 600–650 м разреза свиты Сухого хребта этого района встречены многочисленные горизонты основных эффузивов. Характерны базальтовые порфириды с горизонтами шаровых лав, миндалекаменные диабазы, чередование пачек (по 5–20 м и более мелкое) глинистых сланцев и основных вулканитов, а также мелкая градационная ритмичность в пирокластах. Эта нижняя терригенно-эффузивная часть свиты Сухого хребта прорвана дайками метадиабазов и амфиболизированных габброидов, являющихся, по-видимому, подводными каналами для эффузивов. Вулканиты отсутствуют в верхней сланцево-кварцевой части свиты Сухого хребта, что определяет их верхний возрастной предел.

Верхнее подразделение киргитской цикломы в Ангаро-Тисском прогибе сохранилось лишь на юге, где мощность его 2,5 км. По данным В.Ю. Забродина, в его разрезах вдоль рек Ангары и Петрищевой выделяются пачки (снизу вверх): (1) карбонатно-терригенно-вулканогенная — метавулканиты (до 60%), алевроглинистые сланцы с хлоритоидом, алевролиты, песчаники, гравелиты (400 м); (2) карбонатно-терригенная — переслаивание глинистых, “углистых”, хлоритоидных сланцев, алевролитов, песчаников, известняков (410 м); (3) вулканогенно-карбонатная — известково-глинистые, алевроглинистые, кремнистые сланцы, известняки со строматолитами, туфосланцы и туфы эффузивов, брекчированные доломиты, кварцитовидные песчаники (380 м); (4) карбонатная — серые глинистые известняки с туфами эффузивов (320 м); (5) более однородные “углистые” сланцы и туфосланцы с прослоями кварцевых песчаников и известняков (1000–1100 м). Обломочный материал верхнего подразделения киргитской цикломы почти чисто кварцевый. Состав вулканитов разнообразный, с преобладанием кислых и слабощелочных разновидностей.

Мощность всей киргитской цикломы в Ангаро-Тисском прогибе 3,5–4 км (см. рис. 5, колонка 8).

На склоне Приенисейского поднятия низы осадочного разреза киргитской цикломы сохранились в Бурмакинском приразломном прогибе<sup>10</sup>. В его восточной части по р. Левая Каменка на мелководных карбонатных отложениях грбенской цикломы согласно залегают черные кварц-серицитовые сланцы с прослоями полимиктовых алевролитов (видимая мощность 400 м) — нижнее подразделение киргитской цикломы.

<sup>9</sup> Возможно, что к базальному горизонту киргитской цикломы здесь относятся также верхи разреза подстилающей “токминской свиты” с невыдержанными прослоями песчаников и гравелитов.

<sup>10</sup> Распространенные южнее, в Усть-Ангарской грабен-синклинали мощные усть-ангарские известняки условно отнесены к ослянской цикломе.

В Приенисейской полосе (Бурмакинский прогиб и др.) широко распространены дайки, штоки, силлы основных изверженных пород. Они прорывают все докиргитейские отложения и по составу близки дайкам и эффузивам свиты Сухого хребта. Наиболее вероятно принадлежность их к нижнему подразделению киргитейской цикломы. Обращает внимание приуроченность этих изверженных пород к наиболее прогнутым частям Бурмакинского прогиба.

Из приведенных описаний трех циклом видна значительная структурная дифференциация осадконакопления и вулканизма тунгусикского этапа. Среди вулканитов тунгусикской цикломы 70—80% составляют толеитовые базальтоиды [Корнев и др., 1974; Миронов, 1973; и др.]. Главная масса вулканитов приурочена к нижним подразделениям циклом III порядка — свитам потоскуйской, шунтарской и Сухого хребта в приразломных прогибах. Преимущественное развитие в составе нижних подразделений в Ангаро-Тисском прогибе имеют штоки, дайки, покровы метаморфизованных базальтовых порфиритов, диабазов, габбро-диабазов, спилитов, андезитовых порфиритов.

Более кислые разности — дацитовые, липаритовые порфириты, альбитофиры — встречаются в небольших количествах и главным образом в верхних подразделениях циклом III порядка. Они обычно приурочены к прибортовым частям прогибов и смежным поднятиям. Отмечено также тяготение кислых вулканитов к массивам древних кристаллических пород (например, к Южно-Енисейской глыбе).

Большинство эффузивов и субвулканических тел тунгусикской цикломы объединено Т.Я. Корневым [1976] в контрастную липарито-базальтовую (потоскуйская циклома) и последовательно дифференцированную липарит-андезит-базальтовую (гребенская и киргитейская цикломы) формации. Согласно Т.Я. Корневу [1976], вулканиты этих формаций соответствуют тенегинскому, каменскому и токминскому комплексам. Такое подразделение не общепринято. Чаще всего при геологической съемке (КГУ) и тематических работах (ВСЕГЕИ) вулканиты, дайки, штоки этих образований тунгусикской серии геологи относят к токминскому комплексу. В его составе резко преобладают измененные габбро-диабазы и диабазы ("габбро-диабазовая формация", по Е.К. Ковригиной и др.). Малые тела комплекса прорывают разные свиты тунгусикской серии до низов свиты Сухого хребта включительно (киргитейская циклома). Возрастной объем и продолжительность формирования пород токминского комплекса точно не определены. Представление о его химизме в наиболее хорошо изученных прогибах бассейна р. Большой Пит дает табл. 4.

Осадочные разрезы выделенных трех циклом третьего порядка обладают сходными чертами. Каждая из циклом включает два подразделения, из которых нижнее существенно метаглинистое (свиты красногорская, шунтарская, Сухого хребта), верхнее — карбонатное (свиты джурская, Серого ключа) или терригенно-карбонатное (верхнее подразделение киргитейской цикломы). На рис. 5 эти подразделения обозначены соответственно буквами А и Б.

Аргиллиты и глинистые сланцы нижних подразделений: кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые, гидрослюдистые, нередко углеродистые. Песчаники и алевролиты кварцевые и олигомиктовые, реже аркозовые. Известняки большей частью мелкозернистые, пелитоморфные, нередко также углеродистые. Нижние подразделения циклом по сравнению с верхними относительно фациально выдержаны.

Верхние подразделения потоскуйской, гребенской и киргитейской циклом характеризуются преобладанием доломитов и известняков, в большой мере органических. Эти подразделения отличаются мелководностью. Доломиты и известняки в них по простиранию нередко замещены олигомиктовыми и аркозовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами с линзами органических известняков. Часты пестроцветные пачки, горизонты седиментационных брекчий, внутрiformационные размывы.

Значительную роль в разрезах тунгусикской цикломы играют флишоиды. Наиболее часто пачки их встречаются в середине разрезов циклом III порядка.

Таблица 4

Химический состав пород токминского комплекса в бассейне р. Большой Пит, %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	40,04	44,11	45,40	46,04	44,54	44,31	43,15	45,72	44,92
TiO <sub>2</sub>	2,25	2,02	2,33	1,57	2,66	2,98	1,69	1,76	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,11	15,61	16,19	16,01	12,00	16,42	13,83	14,81	14,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,85	2,79	3,18	4,3	4,09	2,49	1,45	5,60	3,75
FeO	9,42	7,30	7,35	8,44	8,81	9,16	8,39	7,07	7,04
MnO	0,199	0,17	0,194	0,14	0,129	0,140	0,253	0,174	0,113
MgO	7,47	6,89	6,90	10,48	6,44	7,23	6,63	8,23	4,46
CaO	9,30	7,35	5,06	4,997	6,89	4,44	8,98	6,22	15,48
Na <sub>2</sub> O	1,01	2,73	2,75	3,09	1,14	3,90	1,30	3,03	2,13
K <sub>2</sub> O	0,40	1,12	1,16	0,75	0,82	1,08	0,65	0,24	1,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	—	—	0,24	—	—	0,245	0,243	0,10
H <sub>2</sub> O	—	—	—	0,28	—	—	—	—	—
П.п.п.	14,35	—	—	2,77	12,56	6,02	—	—	—

Примечание. Ангаро-Тисский приразломный прогиб и зона Татарского разлома (материалы Ю.В. Саваньяка, Е.К. Ковригиной и др.): 1 — диабазовые и базальтовые порфириды (среднее по 7 анализам), 2 — метадиабазы (среднее по 20 анализам), 3 — диабазовые и базальтовые порфириды (среднее по 7 анализам), 4 — метадиабазы (среднее по 3 анализам); Сухопитская грабен-синклиналь (материалы А.Е. Березия): 5 — метадиабазы (среднее по 2 анализам), 6 — габбро-амфиболиты (среднее по 2 анализам); Бурмакинский прогиб (материалы В.А. Лисина, Л.Г. Анучина, В.В. Терещенко): 7 — карбонатизированные диабазы (среднее по 2 анализам), 8 — амфиболитизированные диабазы (среднее по 2 анализам), 9 — габбро-диабазы.

Нижние подразделения рассмотренных циклом максимальную мощность имеют в конседиментационных прогибах, а верхние — на поднятиях. Латерально мощности этих подразделений значительно изменяются, возрастные границы их скользкие; вероятно, они частично замещают друг друга по простиранию.

Из сказанного ясно, что это, скорее, формационные, а не стратиграфические единицы. Нижние из них имеют сходство с аспидной формацией сухопитской цикломы, а верхние (в особенности свиты джурская и Серого ключа) — с сосновской карбостромовой формацией. Флишоиды занимают средние части разрезов и приближенно соответствуют погоройской ритмичнослоистой формации.

Общее сходство тунгусикских циклом с сухопитской цикломой подчеркивается и распределением вулканитов: в нижних подразделениях циклом преобладают основные эффузивы, в верхних их состав более разнообразен.

Но имеются и существенные различия. Перечисленные тунгусикские подразделения отличаются от сухопитских большей латеральной невыдержанностью и резкими колебаниями мощностей (см. также Балицкий и др., [1976]). Вулканиты тунгусикской серии также более разнообразны. По составу они, хотя и неотчетливо, подчиняются цикличности III порядка, вместо II порядка — для сухопитской цикломы.

Каждая из трех тунгусикских циклом имеет свои индивидуальные особенности. Так, красногорская свита характеризуется повышенным содержанием глинозема, хрома, окислов железа. Для карбонатно-глинистой шунтарской свиты особенно типичны примесь (до 7,0–7,5%) тонкораспыленного углеродистого вещества в сланцах и известняках и преобладающий угольно-черный цвет пород, а также значительная роль хлоритоидных сланцев. В свите Сухого хребта наряду со сланцами много пластов и пачек кварцитов. Толщи сланцев красногорского и в особенности шунтарского подразделений относительно фашиально выдержаны и глубоководны. Из приведенных описаний видно, что эти глинистые сланцы и аржиллиты слагают в среднем две трети разреза потоскуйской-гребенской циклом на подня-

тиях и резко преобладают в прогибах<sup>11</sup>. В киргитейской цикломе, напротив, преобладают весьма мелководные и пестрые карбонатно-обломочные фации.

Эти и другие отличия обуславливают тот факт, что тунгусикская серия в целом соответствует сложному, но единому мегациклу:

Направленность рифейского геосинклинального развития подчеркивается событиями конца тунгусикского этапа: формированием на территории внешних зон Енисейского кряжа крупных многофазных массивов гранитоидов батолитовой формации (850±60 млн. лет; см. рис. 1—12). К ним относятся Татарский, Чиримбинский, Каламинский, Гурахтинский, Рязановский, Летнинский и другие массивы ("субформация параавтохтонных микроклиновых гранитов", по В.М. Даценко [Корнев и др., 1974]; позднегеосинклинальная "гранитовая формация" по Е.К. Ковригиной и др. [1975])<sup>12</sup>. Почти все массивы приурочены к сводам положительных структур на Центральном и Приенсейском поднятиях. Массивы сопровождаются зонами инъекционных гнейсов, метаморфизуют вмещающие породы.

Формация гранитных батолитов сложена главным образом розовыми и серыми порфиroidными гранитами с порфиробластами микроклина. Состав гранитов разнообразен: преобладают амаеллиты, биотитовые и роговообманковые граниты, меньше плагиогранитов. В приконтактовых частях распространены также граносиениты, гранодиориты, диориты. Жильные породы — аплиты и слюдоносные пегматиты.

Гранитоиды формации принадлежат известково-щелочному ряду. Для них характерны умеренная пересыщенность кремнеземом и глиноземом (особенно для батолитов на Центральном поднятии), повышенные содержания щелочей и железа.

Батолиты формации прорывают рифейские породы вплоть до отложений шунтарского подразделения гребенской цикломы. Обломки их встречены в базальных слоях чингасэнской серии.

В заключении этого раздела рассмотрим геосинклинальные образования спорного возраста — верхневороговский осадочно-вулканогенный комплекс, занимающий южную часть Верхневороговского приразломного прогиба (рис. 8; см. рис. 1). Описание комплекса сделано по данным геолого-съёмочных работ Е.И. Врублевича [1972] и А.Г. Миронова, А.Д. Ножкина [1978].

Верхневороговский осадочно-вулканогенный комплекс залегает в грабенообразной структуре размерами 20 x 30—35 км. Он подразделяется на четыре толщи (снизу вверх: кутукасскую, ковригинскую, оленьинскую, водораздельнинскую). Я выделяю в разрезе комплекса две цикломы, граница между которыми проходит приблизительно в основании оленьинской толщи; на отдельных участках она совпадает с местными разрывами. Нижняя из циклом начинается пачкой светлых кварцитов (200 м) с прослоями карбонатных пород. Выше залегает пачка чередования кварцитов и зелено-серых хлорит-серицит-(биотит)-кварцевых сланцев с горизонтами черных углеродистых сланцев в верхах. Роль сланцев вверх по разрезу возрастает. В описанной части цикломы встречены многочисленные горизонты (от нескольких дециметров до 100—150 м) альбитизированных и амфиболитизированных диабазовых порфиритов, ортоамфиболитов, хлоритовых и альбит-хлоритовых сланцев по туфам основного состава. В верхней фациально изменчивой трети разреза цикломы вулканиты преимущественно липаритового типа (кварцевые порфиры, игнимбриты и пр.) переслаиваются с кварц-слюдистыми сланцами, а вблизи кровли — с песчаниками и конгломератами.

Таким образом, первая циклома состоит из нижней трансгрессивной и верхней регрессивной частей соответственно с базальтоидным и кислым вулканизмом. Последний имеет четко выраженную калиевую специализацию. Мощность нижней цикломы 1,5—2 км.

<sup>11</sup> Лишь местами на крупных поднятиях восточной и южной окраин Енисейского кряжа и на Иркинеевском выступе сланцы в сравнении с карбонатными породами занимают в этих подразделениях подчиненное положение.

<sup>12</sup> Этот комплекс обычно называют татарским или татарско-аяхтинским. Однако отнесение к нему Аяхтинского массива вызывает сомнения: радиологические датировки Аяхтинской, Могагинской, Хариузихинской интрузий говорят об их более молодом возрасте — порядка 650 млн. лет [Волобуев и др. 1964, 1976]. Вопрос спорен.

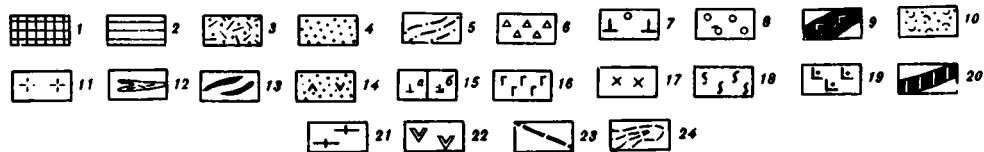
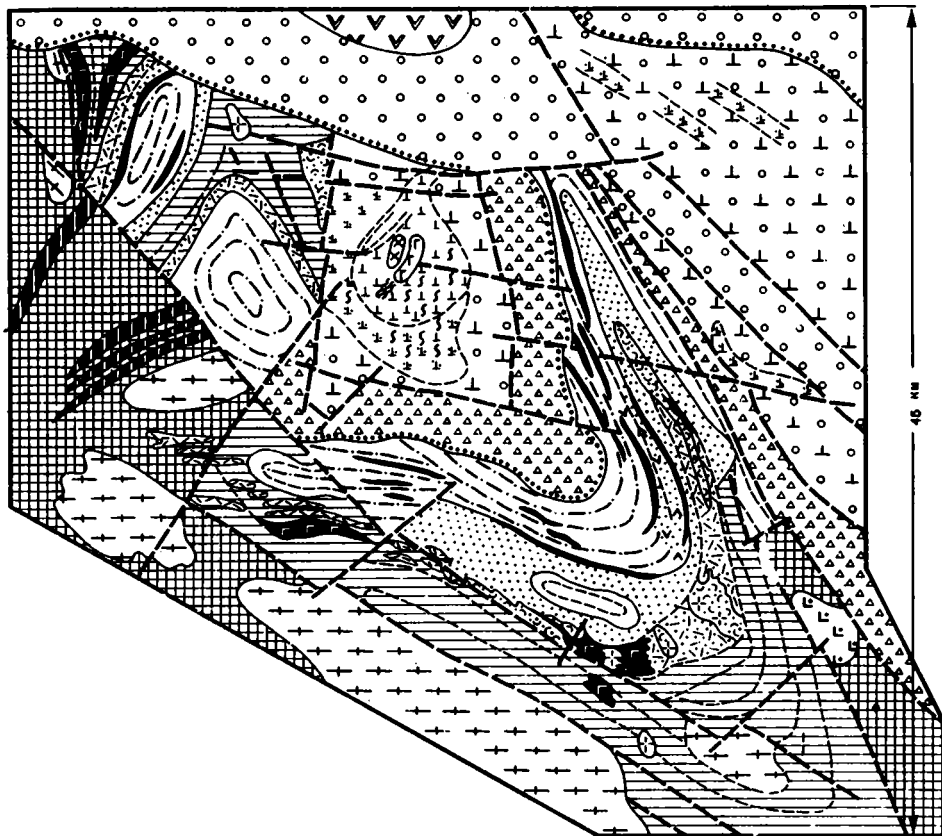


Рис. 8. Геологическая схема южной части Верхневороговского прогиба (по А.Г. Миронову, А.Д. Ножкину [1978], с незначительными изменениями автора)

1 — метаморфические образования тейской серии; 2–5 — толщи: 2 — кутукасская, 3 — ковригинская, 4 — оленьинская, 5 — водораздельнинская; 6 — отложения карьерной свиты; 7 — олистодрома (псевдотиллиты) чивидинской свиты; 8 — палеозойские отложения; 9 — вулканиты metabазальтовой ассоциации кутукасской толщи; 10–12 — металипаритовая ассоциация ковригинской толщи; 10 — туфы кислого состава, 11 — субвулканические образования, 12 — дайки; 13–14 — металейкобазальтовая ассоциация водораздельнинской толщи; 13 — силлы и дайки порфириров, 14 — эффузивно-пирокластические образования; 15–18 — базальт-трахибазальтовая ассоциация чингасанской серии: 15 — лавы (а) и туфы (б) базальтовых, трахибазальтовых и трахиандезитовых порфириров, 16 — габбро, 17 — щелочные сиениты, 18 — дайки сиенит-порфириров, бостонитов; 19–22 — интрузии и метасоматиты: 19 — протерозойские габбро-диабазы, 20 — ортоамфиболиты индиглинского (?) комплекса, 21 — гнейсо-граниты тейского комплекса, 22 — траппы (Р–Т); 23 — разрывы; 24 — структурные линии кутукасской толщи

В низах верхней цикломы преобладают весьма мелководные песчаники, туфопесчаники и конгломераты. Выше они сменяются пестроцветной груборитмичной пачкой чередования олигомиктовых–вулканомиктовых косослоистых песчаников с алевролитами, сланцами и туфами (200–350 м). Вверх по разрезу цикломы возрастает роль глинистых сланцев, появляются многочисленные потоки лав порфириров и дайки лейкобазальтового и андезит-базальтового состава. Разрез венчает пачка (600 м) черных хлоритоидных сланцев с прослоями алевросланцев, кварцитов и телами диабазовых порфириров. Мощность верхней цикломы 1,5–1,8 км.

По ряду косвенных соображений Е.И. Врублевич относит охарактеризованный верхневороговский комплекс к кординской свите, а А.Г. Миронов и А.Д. Ножкин — к верхней части сухопитской — тунгусикской серии.

В бассейне р. Захребетной установлено, что образования верхневороговского комплекса трансгрессивно перекрыты отложениями чингансанской серии ( $R_{3-4}$ ) и, следовательно, древнее ее. Тейская гранитизация, широко проявившаяся на рубеже сухопитского — тунгусикского циклов (см. ниже), затрагивает только породы нижней и базальные горизонты верхней циклом. Это дает основание, по крайней мере, нижнюю циклому (кутукасскую и ковригинскую толщи) относить к сухопитской серии. Дополнительным аргументом служит кислый вулканизм ковригинской толщи: кислые эффузивы в значительном количестве впервые появляются на краже только в верхах верхнесухопитской цикломы — в сосновской свите. Они соответствуют началу этапа тектонической дифференциации и сформировались на геоантиклиналях. Это соответствует условиям формирования ковригинской толщи металипаритов.

Поэтому точка зрения А.Г. Миронова и А.Д. Ножкина представляется мне более вероятной. Нижнюю циклому верхневороговского комплекса логично сопоставлять с верхнесухопитской цикломой других районов кража, а верхнюю — с потоскуйской цикломой.

## ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА GEOSINKЛИНАЛИ ЕНИСЕЙСКИЙ ПРОГИБ

Енисейский прогиб расположен вдоль р. Енисей к западу от Приенисейского поднятия, с которым граничит по серии разрывов. Большая часть прогиба скрыта под отложениями Западно-Сибирской плиты. Его крупный обнаженный участок на северо-западе кряжа размерами 160 x 25–30 км известен под названием "Исаковский синклиниорий", или Вороговский прогиб (рис. 9, см. рис. 1). К югу от ширины устья р. Ангары структуры Енисейского прогиба пересекают юго-западную окраину Южно-Енисейской глыбы, где на поверхности обнажены главным образом породы фундамента внутренней зоны (см. рис. 4).

Характерная черта внутренней зоны — обилие изверженных пород основного и ультраосновного состава. Последние представлены сурнихинским и борисихинским комплексами ультрабазитов и приурочены к зоне Енисейского тектонического шва. В этой зоне они образуют единый гипербазитовый пояс, протягивающийся вдоль западной окраины Енисейского кряжа более чем на 600 км. Во вскрытых частях этого пояса в Вороговском и Предивинском прогибах насчитываются десятки мелких массивов серпентинитов.

Благодаря обилию плотных глубинных пород в гравитационном поле Енисейского прогиба преобладают положительные аномалии. От Приенисейского поднятия на востоке прогиб отделен четкой гравитационной ступенью.

Главнейшая тектоническая структура внутренней зоны — Енисейский глубинный разлом, точнее — целая зона крупных разрывов, узких блоков и приразломных дислокаций, обнаженная в западной части Южно-Енисейской глыбы (см. рис. 4). Сам Енисейский прогиб — приразломная структура. Важные элементы внутренней зоны, связанные с горизонтальными напряжениями, — раздвиги, сдвиги, надрывы. Первые устанавливаются на поверхности по линейным зонам проявления глубинного магматизма и приуроченным к ним узким грабенам. Крупные сдвиги с амплитудой в несколько десятков километров осложняют структуру Вороговского прогиба в бассейнах Кутукаса и Верхней Сурнихи. Серия надрывов и взбросов приурочена к границе Енисейского прогиба и Приенисейского поднятия.

### ФУНДАМЕНТ GEOSINKЛИНАЛИ

В Вороговском прогибе и погруженной части внутренней зоны позднекембрийский офиолитовый комплекс и крупные гравитационные максимумы указывают на утонение "гранитного" слоя. Широко распространенные здесь тела базитов — гипербазитов сурнихинского и борисихинского комплексов (см. рис. 1–5), вероятно, являются перемещенными представителями меланократового фундамента, приближенного к поверхности в этом районе.

Сурнихинский комплекс объединяет мелкие (до 10–15 км длиной) массивы гипербазитов, приуроченные главным образом к зоне Енисейского тектонического шва. В составе сурнихинского комплекса резко преобладают серпентиниты, развившиеся по дунитам, гарцбургитам, лерцолитам и т.д. По среднему химическому составу комплекс близок к гарцбургитам [Корнев и др., 1974]. Согласные тела гипербазитов расположены среди разновозрастных рифейских и более древних образований. На контактах обычны зоны расщепления и дробления. Гипербазиты пересечены гранитами с возрастом 850–950 млн. лет. Единичные гальки гипербазитов обнаружены среди конгломератов вороговской серии ( $R_{3-4}$ ).



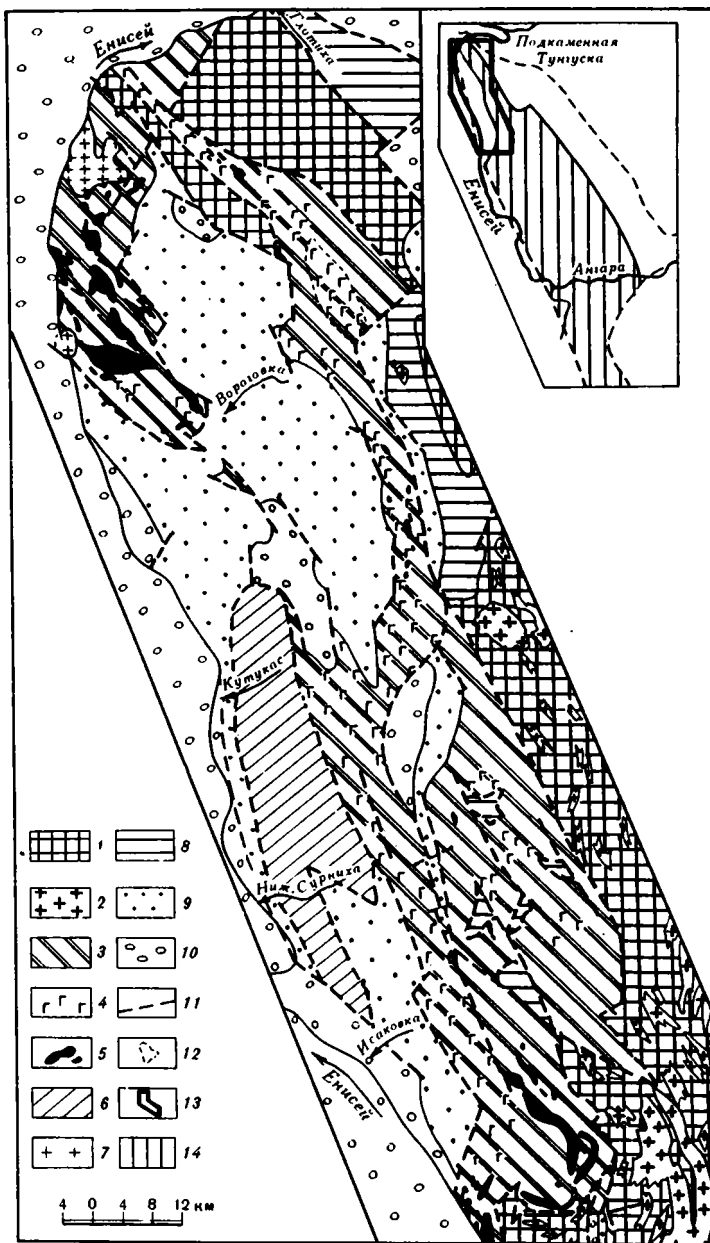


Рис. 9. Геологическая схема Вороговского прогиба (по данным Е.А. Долгинова, Р.Б. Карпинского, Л.К. Качевского и наблюдениям автора)

Центральное поднятие: 1 — догеосинклинальные метаморфические образования (тейская серия), 2 — граниты и гранито-гнейсы (преимущественно тейский комплекс); Вороговский прогиб: 3—4 — исаковская серия (3 — преимущественно сланцевые толщи, 4 — скопления даек, штоков, покровов диабазов и габбро-диабазов), 5 — гипербазиты (сурнихинский комплекс), 6 — нижнесурнихинская серия, 7 — гранитоиды Осиновского и Порожнинского массивов; для всей территории: 8 — миогеосинклинальные образования сухопитской и тунгусикской серий, 9 — орогенные накопления (вороговская серия и др.), 10 — фанерозойский платформенный чехол, 11 — разломы (включая надвиги, взбросы, сдвиги); на врезке: 12 — контур Енисейского горста, 13 — положение схемы, 14 — территория Центрального и Приенисейского поднятий

Борисихинский комплекс включает массивы, расположенные главным образом в единой с гипербазитами зоне Енисейского шва между реками Борисихой и Тиссом. В составе комплекса установлены породы ряда дуниты-диориты при преобладании габброидов. Крупнейший Борисихинский массив (~100 км<sup>2</sup>) в нижней ча-

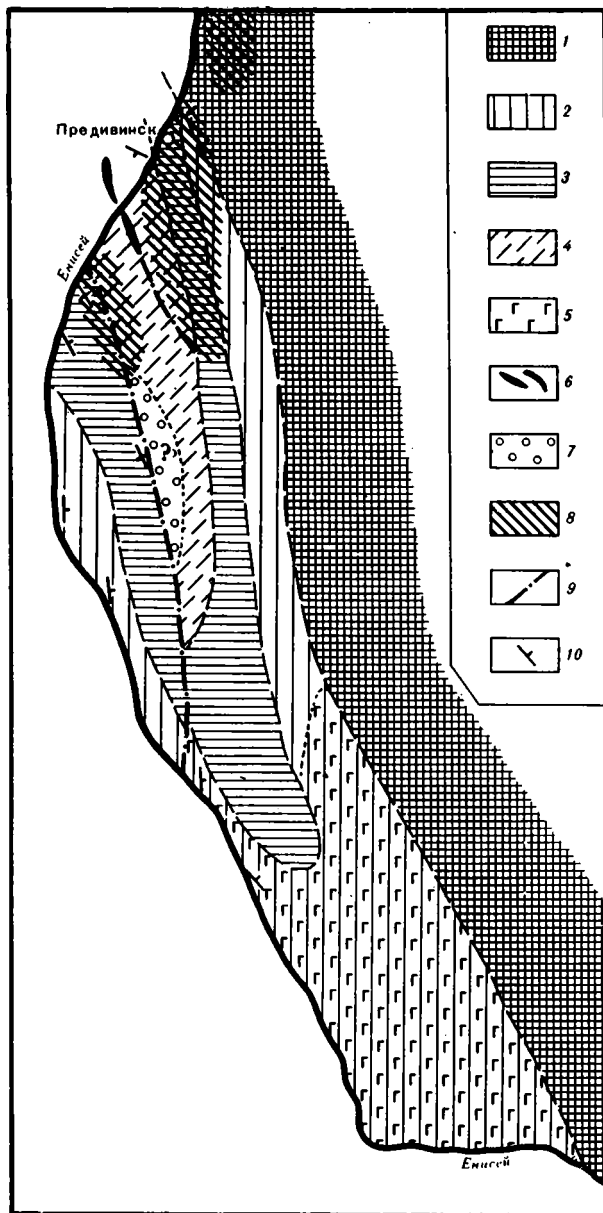


Рис. 10. Геологическая схема Предвинского прогиба (пересечение по р. Енисею)

1 — образования канской серии (AR); 2–4 — образования енисейской серии (PR<sub>1</sub>), толщи: 2 — габброидов, ортоамфиболитов, 3 — чередование метабазальтоидов и терригенных парапород, 4 — преобладание парапород, кислые эффузивы; 5 — кимбирский габбровый комплекс; 6 — серпентиниты; 7 — отложения рифея (?); 8 — зоны диафтореза; 9 — разломы; 10 — элементы залегания

сти сложен серпентинитами (по верлитам, дунитам, гарцбургитам), а в верхней — пироксенитами, габбро, анортозитами, диоритами и амфиболитами. В переходной зоне наблюдается чередование полос, линз гипербазитов и габброидов?

Образования сурнихинского и борсихинского комплексов обычно рассматриваются как интрузивные и выделяются в самостоятельную гипербазитовую и дунит-габбровую формации (геологи ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, КГУ). Однако прямых геологических данных о нижней возрастной границе и интрузивных контактах пород этих комплексов с вмещающими толщами нет. Их единая структурная позиция и близкий состав свидетельствуют в пользу генетического родства. Сходные

образования в других регионах нередко рассматриваются как протрузии пород меланократового фундамента в верхние горизонты земной коры. В ряде случаев установлена апогипербазитовая природа габброидов [Морковкина, 1973; и др.].

В этой работе в качестве постановки вопроса габбро-гипербазиты борисихинского комплекса совместно с сурнихинским комплексом рассматриваются как протрузии меланократового фундамента внутренней зоны. Они обрамляют с запада фундамент сиалического типа в районе Гаревского массива.

Фундамент внутренней зоны обнажен в западной и юго-западной частях Южно-Енисейской глыбы, где представлен линейно вытянутыми чередующимися блоками пород архейской канской и нижнепротерозойской енисейской серий (см. рис. 4).

Характеристика образований канской серии приведена выше. Енисейская серия сложена амфиболитами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, мраморами, кальцифирами, мигматитами. По данным Э.Б. Наливкиной [1965], для разрезов енисейской серии наряду с присутствием явных парапород характерно переслаивание кератофилов, их туфов с аподиабазовыми амфиболитами, эпидот-амфиболитовыми и эпидот-хлоритовыми сланцами. Мощность чередующихся прослоев основных и кислых пород от 10 см до 20–25 м. Наличие этих вулканитов и некоторые другие признаки послужили Э.Б. Наливкиной основанием для отнесения, по крайней мере, значительной части пород енисейской серии к метаморфизованной кератофиро-спилитовой формации.

Автор совместно с А.Д. Ножкиным (ИГиГ) изучал образования енисейской серии Предивинского прогиба в пересечениях по р. Енисею и его правым притокам (рис. 10). В разрезе енисейской серии этого района удалось выделить толщи (снизу вверх): (1) преимущественно ортоамфиболитов, метагабброидов (кимбирский комплекс); (2) из чередования metabазальтоидов (потоки, дайки, туфы) и парапород терригенного состава (метааргиллиты, метапесчаники); (3) преобладания парапород с горизонтами, линзами ортоамфиболитов. Породы третьей пачки частично диафорированы (переход в фацию зеленых сланцев), со значительным количеством силлов, даек кислых метазэффузивов. Из-за сложной дислоцированности и метаморфизма мощности толщ (1–3) трудно определить точно; они оцениваются многими сотнями метров каждая.

Даже из краткого перечня главных типов пород и стратиграфической последовательности толщ енисейской серии Предивинского прогиба видно сходство нижнепротерозойского разреза прогиба с обобщенным разрезом земной коры океанического типа (габброиды — базальты — осадочные преимущественно метаглинистые толщи) [Пейве, 1969]. По-видимому, фундамент земной коры именно этого типа имеет значительное распространение в основании позднедокембрийских геосинклинальных толщ Приенисейского прогиба. Эти образования на Южно-Енисейской глыбе, а по геофизическим данным — и под чехлом Западно-Сибирской плиты имеют полосовидное распространение и чередуются с вытянутыми блоками пород канской серии (фундамент континентального типа; см. рис. 4). На поверхности они распространены севернее и южнее Предивинского приразломного прогиба и также связаны с разломами (Зимовейнинский массив габброидов, Калантатский блок и пр.). Именно в этих зонах установлены и массивы гипербазитов.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Геосинклинальные образования внутренней зоны распространены в Вороговском прогибе (см. рис. 9). Они предполагаются также на нескольких других участках — по р. Рудиковке в южном Заангарье, в бассейне р. Юдинки в Предивинском прогибе и т.д. Ниже описаны только наиболее полные разрезы Вороговского прогиба.

Позднедокембрийские образования Вороговского прогиба подразделяются на две серии (снизу) — исаковскую и нижнесурнихинскую (см. рис. 9) [Ковригина, Ковригин, 1967]. Породы исаковской серии претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Сводный разрез серии для северной половины Вороговского прогиба составлен Л.К. Качевским. Выделены (снизу):

1. Мощная ( $\geq 1,5-2,0$  км) толща темных кварц-серицитовых углеродистых сланцев с горизонтами кварцитов, сидеритсодержащих карбонатных пород, метадиабазов. Нижние 300–400 м разреза толщи обогащены грубокластическим материалом. В кровле толщи выделяется пачка измененных туфов и эффузивов основного состава.

2. Чередование пачек карбонатных кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых сланцев, карбонатных кварцевых метапесчаников, мраморов, реже — измененных туфов и эффузивов основного состава. Мощность  $\geq 1,5$  км.

3. Рассланцеванные зелено-серые метадиабазы (80%) и измененные туфы основного состава. Редкие прослои филлитов. Мощность 0,5–1,0 км.

4. Чередование пачек темно-зеленых амфиболитов и серых гранат-биотит-мусковит-кварцевых сланцев. Прослои мраморов. В верхах — измененные лавы и туфы основного состава. Мощность 0,4–1,3 км.

Общая мощность исаковской серии порядка 4–5 км.

Несколько отличный разрез исаковской серии приводят Е.К. Ковригина, Н.С. Подгорная и др. (ВСЕГЕИ, 1974 г.) для южной половины Вороговского прогиба. В обнажениях по рекам Исаковке, Летней, Верхней Сурнихе исаковская серия подразделена ими на 3 свиты (снизу):

1. Летнинская свита. Основание не вскрыто. Разрез начинается микрокристаллическими хлоритовыми сланцами с прослоями кварцитов и метаморфизованных аркозовых песчаников. Видимая мощность — до первых сотен метров. Основная часть разреза сложена переслаиванием пачек (десятки метров) серых, иногда брекчиевидных известняков и доломитов, в верхней части свиты строматолитовых. Редкие прослои карбонатных метапесчаников, кристаллических сланцев, кварцитов. Видимая мощность до 800 м.

2. Торжихинская свита. Залегает на летнинской "с признаками размыва", а местами несогласно перекрывает более древние породы. Свита сложена известковистыми метапесчаниками-метаалевролитами, биотитовыми, хлорит-биотитовыми микрокристаллическими сланцами с подчиненными горизонтами основных метаэффузивов и аркозовых метапесчаников. В низах разреза указываются конгломераты с обломками кристаллических известняков, доломитов, кварца, кварцитов, гнейсов. Мощность  $\sim 1000$  м.

3. Фомкинская свита. Переслаивание пачек хлоритовых и карбонатно-сланцевых сланцев, известняков, кварцитов, метаморфизованных вулканитов типа спилитов и их туфов. Мощность  $\geq 1500$  м.

Главное отличие приведенных разрезов — наличие в низах второго из них карбонатной летнинской свиты. Ее стратиграфическое положение спорно. Е.А. Долгинов (1966 г.) отнес эти карбонатные породы к сосновской свите, отделив от вышележащих толщ размывом. Р.Б. Карпинский (1975 г.) помещает их в верха геосинклинального разреза р. Исаковки. Я исключаю летнинскую свиту из состава исаковской серии.

Эффузивные породы исаковской серии наиболее распространены в зоне раздвига, где слагают верхнюю часть ее разреза (см. рис. 9). Они образуют полосу шириной 4–8 км, длиной 120–130 км от р. Верхней Сурнихи на юге до широтной петли р. Енисей на севере. Эта полоса сложена переслаиванием эффузивов, туфов базальтоидов с филлитами (особенно в северной трети). Среди эффузивов многочисленны параллельные дайки и силлы диабазовых порфиритов, метагабброидов (р. Нижняя Сурниха) мощностью от нескольких до 100 м и более. На значительных участках изверженные породы полностью преобладают в разрезе полосы, что первоначально послужило поводом выделять ее южную часть в качестве послеисаковской трещинной интрузии [Ковригина, Ковригин, 1967].

А.Г. Миронов и А.Д. Ножкин (1978, стр. 66–68 и др.) изверженные породы исаковской серии объединяют в метабазальтовую ассоциацию вулканитов — производных недифференцированных лав толеит-базальтового состава с отчетливым известково-щелочным уклоном.

Отложения нижнесурнихинской серии распространены в пределах субмеридиональной синклинальной структуры, расширяющейся и погружающейся в южном направлении (см. рис. 9). Лучший из разрезов серии обнажен в низовьях р. Ниж-

ней Сурнихи. Нижняя часть разреза нижнесурнихинской серии сложена вулканомиктовыми конгломератобрекчиями, гравелитами, песчаниками с прослоями туфов, туффитов, кислых лав. Выше залегают темно-серые филлитизированные сланцы с пиритом, туфопесчаники с линзами кварцевых порфиров, туфы и лавы андезитовых и базальтовых порфиритов. Верхняя половина нижнесурнихинской серии сложена переслаиванием серых и пестрых известняков и глинистых сланцев с редкими прослоями кварцитовидных песчаников. Вверх роль известняков постепенно нарастает. Разрез завершается пачкой пестроцветных брекчиевидных доломитов со строматолитами и онколитами. Часты прослои зеленых и красных карбонатно-слюдистых сланцев, кварцитовидных песчаников.

Общая мощность нижнесурнихинской серии 2,0–2,5 км.

Вулканиды нижнесурнихинской серии объединены в металипарит-андезито-базальтовую ассоциацию [Миронов, Ножкин, 1978, с. 68–72].

Разные исследователи определяют возраст геосинклинального разреза Вороговского прогиба по-разному. Так, исаковская серия сопоставляется с частями тейской [Ковригина и др., 1975], тунгусикской [Семихатов, 1962; Корнев и др., 1974; и др.], сухопитской (ряд геологов КГУ) серий региональной стратиграфической шкалы. Эти определения обосновываются литологическими сопоставлениями с опорными разрезами миогеосинклинальной зоны кряжа. Неоднозначность трактовки возраста подразделений геосинклинального разреза Вороговского прогиба вызвана значительным своеобразием его пород и полициклическим строением миогеосинклинальных разрезов рифея, при котором сходные пачки повторяются на разных стратиграфических уровнях.

Стратиграфия самих позднекембрийских серий Вороговского прогиба нуждается в разработке. Торжихинская и фомкинская свиты исаковской серии в совокупности с ультрабазитами сурнихинского комплекса образуют офиолитовую ассоциацию пород [Белов, 1964; и др.]. Известно, что для офиолитовых ассоциаций вообще типично аллохтонное залегание [Пейве и др., 1977]. В этой связи интересны описания контактов исаковской серии с подстилающими породами, сделанные мной в бассейнах рек Исаковки и Верхней Сурнихи в 1973–1974 гг. Были исследованы соотношения пород исаковской серии (1) с мраморами и гнейсами тейской серии (р. Исаковка сразу ниже устья р. Торжихи) и (2) с доломитами летнинской свиты (р. Исаковка в 10 км выше устья р. Летней; р. Летняя в 4,5 км выше устья; низовья р. Верхней Сурнихи). На всех перечисленных участках эти контакты тектонические. Плоскости контактов обычно покрыты осыпями или задернованы. Лишь в двух обнажениях по р. Верхней Сурнихе удалось наблюдать надвигание исаковских сланцев на доломиты под углом  $\sim 50^\circ$ . Сланцы исаковской серии вблизи контактов пльчато перематы, нередко перетерты, прокварцеваны. Они содержат развальцованные, часто оглаженные куски карбонатных пород и кварца размером от 1–2 до 10–20 см. Эти образования тектонического происхождения раньше ошибочно принимались за базальные конгломераты. Доломиты летнинской толщи у контактов передроблены, осветлены, теряют слоистое сложение.

Конечно, указанные наблюдения недостаточны для вывода об аллохтонном залегании исаковской-сурнихинской офиолитовой ассоциации, но они позволяют ставить этот вопрос. Не исключен послеисаковский возраст летнинской свиты и сопоставление ее с карбонатными пачками нижнесурнихинской серии. Об этом свидетельствуют строматолиты джурского уровня, обнаруженные мной в доломитах летнинской свиты (см. ниже).

Из приведенных описаний ясна сложность определения стратиграфической принадлежности исаковской и нижнесурнихинской серий. Общий характер разреза исаковской серии — преобладание темных сланцев, базальтоидный вулканизм — свидетельствует о вероятности отнесения ее к раннегеосинклинальной стадии. Большее фациальное разнообразие осадочных и изверженных пород нижнесурнихинской серии позволяет условно отнести ее к позднегеосинклинальной стадии. За это же говорит некоторое сходство нижнесурнихинской металипарит-андезито-базальтовой ассоциации вулканидов с андезито-базальтовой формацией современных островных дуг.

Соответственно, исаковская серия условно сопоставляется мной с сухопитской, а нижнесурнихинская — с тунгусикской сериями (см. также — Миронов, Ножкин [1978]).

## ВОЗРАСТ ВЫДЕЛЕННЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ И СОПОСТАВЛЕНИЕ РИФЕЯ ВНЕШНИХ И ВНУТРЕННЕЙ ЗОН

Органические остатки — строматолиты, онколиты — встречаются в разрезах позднего докембрия Енисейского края, начиная с сосновской свиты (соответственно со свиты карточки на востоке). Ниже этого уровня сделаны лишь отдельные находки сомнительной принадлежности. Формы относительно хорошей сохранности известны главным образом из слабометаморфизованных или неизмененных отложений Восточной зоны.

Нижний рифей на Енисейском крае палеонтологически не датирован вообще. Среднерифейские строматолиты обнаружены в свитах карточки<sup>1</sup>, джурской и шунтарской (работы Г.И. Кириченко и др.) [Семихатов, 1962; Крылов, 1975]. В перечисленных подразделениях встречаются представители широко распространенных в среднем рифее групп *Baicalia*, *Conophyton*, *Jacutophyton* (табл. 5). Наиболее надежен и важен для корреляций комплекс строматолитов джурской свиты, сопоставляемый с верхним — лахандинским — комплексом среднего рифея стратотипических разрезов. Найденные в джурской свите онколиты подтверждают такое сопоставление.

Позднерифейские строматолиты и онколиты на Енисейском крае встречаются в свитах Серого ключа и дадыктинской. Некоторые из этих форм строматолитов проходят также в отложения осянковой серии. Последние по комплексу содержащейся в них органики и стратиграфическому положению одними геологами отнесены к юдомии [Журавлева и др., 1969], другими — к третьему подразделению рифея [Хоментовский и др., 1972]. Типичны представители групп *Minjaria* и *Gymnosolen*.

Из этого краткого обзора следует, что датирующие возраст и наиболее важные для региональных корреляций формы строматолитов из свит карточка, джурской, Серого ключа, верхов дыдыктинской приурочены к верхним (карбостромового типа) формационным подразделениям верхнесухопитской, потоскуйской, гребенской и киргитейской циклом Восточной зоны.

Вулканогенно-осадочные, интенсивно дислоцированные и метаморфизованные породы центральных и западных районов Енисейского края палеонтологически слабо охарактеризованы.

Отложения сосновской свиты на западном склоне Приенисейского поднятия также часто содержат строматолиты. Но до сих пор возрастной диапазон этих строматолитов не определен из-за плохой сохранности или принадлежности их к сугубо местным формам (*Gymnosolen altus* Semikh. — р. Большой Пит у о. Пема и т.д.).

Из массивных серых строматолитовых известняков Ангаро-Тисского прогиба (р. Большой Пит выше впадения р. Каитыбы — см. рис. 5, колонка 9) М.А. Семихатов по сборам автора определил *Baicalia* sp. с микроструктурой типа *lasega* (джурская свита).

Для эффузивно-осадочного разреза Вороговского прогиба надежные радиометрические данные отсутствуют, а палеонтологические остатки (строматолиты, онколиты) редки. Руководствуясь косвенными соображениями, разные исследо-

<sup>1</sup> Помимо перечисленных в табл. 5 форм, В.А. Комар определил из свиты карточка Восточной зоны и Иркинеевского выступа своеобразные позднерифейские пластовые строматолиты *Malginella malgica* Kom. et Semikh. (А.А. Ануфриев, 1975 г.; описание голотипа см. В.А. Комар и др. [1970]). Однако сама принадлежность этих образований к строматолитам вызывает сомнения [Крылов, 1975].

Таблица 5

## Возраст тейской, сухопитской и тунгусикской серий (циклом) Енисейского края

Серия (цикломы II порядка)	Цикломы III порядка	Возраст	Абсолютный возраст, млн. лет		Строматолиты
			осадочных пород (K-Ar)	магматических комплексов	
Тунгусикская	Киргитейская	R <sub>3</sub>	840	850 ± 50 (γ-татарский комплекс)	<i>Minjaria uralica</i> Kryl., <i>M. nimbifera</i> (Semikh.), <i>Conophyton baculum</i> Kir., <i>Tungussia confusa</i> Semikh.
	Гребенская	R <sub>2-3</sub>	990, 895		<i>Minjaria uralica</i> Kryl., <i>M. nimbifera</i> (Semikh.), <i>Gymnosolen confragosus</i> Semikh., <i>Baicalia unca</i> Semikh.
	Потоскуйская	R <sub>2</sub>			<i>Conophyton confertum</i> Semikh., <i>C. cylindricum</i> Masl., <i>Collenia frequens</i> Walc., <i>Baicalia ampla</i> Semikh., <i>Jacutophyton</i> sp.
Сухопитская	Верхнесухопитская	R <sub>2</sub>	1030, 1140, 1130	950 ± 50 (γ-тейский комплекс)	<i>Baicalia</i> sp., <i>Conophyton confertum</i> Semikh.
	Нижнесухопитская	R <sub>1</sub> ?-R <sub>2</sub>	990, 1020, 1010, 1220	1360	
Тейская	Индыглинский комплекс ортоамфиболитов	PR <sub>1</sub> (R <sub>1</sub> ?)	1650 ± 50 (6 определений)	1610, 1630	
Таракская гранитизация		PR <sub>1</sub>		1800 ± 100	

ватели определяют его возраст по-разному: тейская серия [Ковригина и др., 1975], тунгусикская серия [Семихатов, 1962; Белянкина, Долгинов, 1964; Корнев и др., 1974; и др.], сухопитская серия (ряд геологов КГУ), сухопитская и тунгусикская серии [Миронов, Ножкин, 1978].

Различия в составе пород и степени метаморфизма внешних и внутренней зон позднедокембрийской геосинклинали Енисейского края сильно затрудняют их корреляцию. Эти различия заставили Г.И. Кириченко [1967] и ряд других геологов [Ковригина и др., 1975; и др.] предложить для восточной и западной частей региона отдельные местные стратиграфические схемы.

Существенное значение для региональных стратиграфических сопоставлений имеет находка строматолитов *Baicalia* sp. джурского возраста из делювиальных глыб строматолитовых доломитов по р. Исаковке в 8 км выше устья р. Летней (определение И.Н. Крылова из коллекции автора). К сожалению, точное положение этих строматолитов в местном стратиграфическом разрезе не совсем ясно; установлено лишь, что они не древнее пород верхней части разреза исаковской толщи, по Е.К. Ковригиной и Ф.П. Ковригину.

При сопоставлении рифейских разрезов внешних зон и Вороговского прогиба внутренней зоны необходимо учитывать их циклическое строение. В разделе о геосинклинальных образованиях внутренней зоны позднедокембрийской геосинклинали края было показано, что разрезы исаковской и нижнесурнихинской толщ представляют собой крупные цикломы. Учитывая все сказанное, я, вслед за А.Г. Мироновым и А.Д. Ножкиным [1978], условно сопоставляю их с сухопитской и тунгусикской цикломами (вероятнее всего, с верхнесухопит-

ской и потоскуйской цикломами III порядка). Более обоснованное определение возраста позднедокембрийских стратиграфических подразделений внутренней зоны до сих пор остается одним из главных вопросов геологии Енисейского края.

Радиологические данные о возрасте тейской, сухопитской и тунгусикской серий (циклом) наиболее полно сведены в работах М.И. Волобуева с соавторами [Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий, 1973; Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1976; Волобуев, Зыков, Ступникова, 1976]. Опубликовано около 50 определений абсолютного возраста пород перечисленных серий и упомянутых в табл. 5 рифейских гранитоидных комплексов.

Максимумы формирования гранитоидных комплексов фиксированы датировками их свинцово-урано-ториевым методом, главным образом по цирконам и ортитам<sup>2</sup>. Эти датировки интересны для установления возраста сухопитской и тунгусикской циклом: в первом приближении можно считать, что они приурочены к их границам. Приведенные цифры возраста осадочных пород циклом III порядка в основном не противоречат этому.

Верхний возрастной предел образования пород тейской серии — возраст их метаморфизма ( $1650 \pm 50$  млн. лет), а также датировки инициальных габброидов индыглинского комплекса (1610, 1630 млн. лет — K-Ar метод). По-видимому, близкими датировками определяется начало сухопитского осадконакопления<sup>3</sup>.

Нижняя граница тейской серии более неопределенна. В первую очередь, это связано с неопределенностью стратиграфического положения и объема свиты хр. Карпинского. Ее стратиграфический объем разными геологами понимается по-разному, а иногда ставится под сомнение целесообразность самого выделения этой свиты [Долгинов, 1966; и др.]. Нормальные стратиграфические соотношения тейской серии с более древними образованиями неизвестны. По косвенным признакам (скачок в степени метаморфизма, различные морфотектонические планы и т.д.) между ними вероятно структурное несогласие. Образования тейской серии нигде не подверглись таракской гранитизации. Поэтому возраст таракских гранитоидов ( $1800 \pm 100$  млн. лет — U-Pb-Th, Rb-Sr и K-Ar методы, среднее значение) служит их нижним хронологическим пределом.

Большинство геологов считают тейскую серию дорифейской. Это согласуется с общепринятой датировкой нижней границы рифея ( $1650 \pm 50$  млн. лет) [Келлер и др., 1977]. Другие исследователи — Е.А. Долгинов [1966], Ю.П. Казанский [Рифейские отложения..., 1973] — относят тейскую серию к нижнему рифею. Это последнее мнение также не лишено оснований. Выделяя рифей в качестве геотектонического мегацикла, Н.С. Шатский [1960 и др.] неоднократно подчеркивал важность крупного послепалеозойского перерыва для установления нижней границы рифейской эры. Перерыв такого ранга на территории Енисейского края наиболее вероятен между тейской серией и подстилающими ее раннепротерозойскими-архейскими толщами. Возможно, что этот перерыв — частный пример общепланетарного перерыва, установленного в результате анализа классических разрезов позднего докембрия Северной Евразии, Северной Америки, Африки и Австралии [Нижняя граница рифея..., 1978]<sup>4</sup>.

<sup>2</sup> Усредненные значения в табл. 5 датируют именно максимумы, а не продолжительность всего процесса формирования комплексов. Судя по геологическим наблюдениям и значительному разбросу цифр радиологических определений, этот процесс был длительным.

<sup>3</sup> Отсутствие радиометрических значений нижнего рифея в базальных горизонтах сухопитской серии и прочие соображения привели М.И. Волобуева, Д.И. Мусатова и некоторых других геологов к выводу о большом (порядка 200 млн. лет) перерыве в осадконакоплении на границе тейской и сухопитской серий [Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1976; Мусатов, 1967; Хаин и др., 1967]. Однако сообщенные в этой работе данные об общности стиля развития сухопитской и тейской циклом и наличие лишь местных перерывов на их границе не позволяют мне присоединиться к этому мнению.

<sup>4</sup> Авторы упомянутой работы пишут (там же, с. 31): "Среди историко-геологических рубежей, выделяющихся в верхней части афебия, лучшей латеральной выдержанностью и наибольшим историко-геологическим значением обладает рубеж с возрастом  $1700 \pm 50$  млн. лет. Он... отделяет нижнерифейские отложения от гетерогенного комплекса предшествующих образований, возникших на заключительных стадиях свекофенской, гудзонской, буларенидской и разновозрастных им позднеафебийских складчатостей".



## ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И МАГМАТИЗМ ВО ВПАДИНАХ

К концу тунгусикского времени территория Енисейского края испытала общее осушение. Неметаморфизованные отложения более молодых серий поздне-рифейского возраста трансгрессивно залегают на различных горизонтах подстилающих пород от архейских до верхнерифейских включительно. Эти серии заполняют крупные изолированные прогибы (впадины) — Ангаро-Питский, Тейско-Чапский, Вороговский — на юго-востоке, северо-востоке и северо-западе Енисейского края (см. рис. 1). Для каждого из них разработана своя стратиграфическая схема<sup>1</sup>. Кроме того, в виде редких мелких пятен отложения серий известны на Центральном, Приенисейском и поперечном Енашимском поднятиях. Породы предположительно послетунгусикского возраста — толща усть-ангарских известняков — распространены в низовье р. Ангары. Из-за плохой изученности или спорной стратиграфической принадлежности эти выходы в работе не рассматриваются.

Разрезы позднерифейских отложений перечисленных прогибов образуют сложные полициклически построенные цикломы II (относительно всего геосинклинального цикла) порядка. Ослянская, вороговская, чингасанская, чапская и тасеевская серии являются крупными цикломами III порядка (рис. 11). С их описания мы начнем характеристику позднерифейского этапа.

**Ослянская циклома.** Отложения ослянской серии распространены в Ангаро-Питском прогибе и в Ишимбинской шовной зоне к югу от р. Горбилук. Серия подразделена на нижнеангарскую и дашкинскую свиты.

Нижнеангарская свита подробно изучена на западе Ангаро-Питского прогиба, где она содержит осадочные железные руды [Юдин, 1968]. В этих районах отложения свиты с незначительным размывом, а местами, возможно, с постепенным переходом залегают на киргитейских породах. Разрез свиты (снизу вверх): (1) рудоносная толща (десятки метров — 160 м) — пласты и линзы железорудных конгломератов мощностью до 25–30 м протяженностью до нескольких километров; конгломераты перемежаются с аргиллитами, алевролитами, песчаниками и замещаются ими по простиранию до полного выклинивания; толща имеет груборитмическое сложение (грубообломочные породы — аргиллиты) при общем увеличении роли мелкообломочных разностей вверх по разрезу; иногда в подошве нижнеангарской свиты залегает пачка (0–60 м) аргиллитов-песчаников с линзами хлорит-гематитовых руд; (2) безрудная толща (до 300–400 м) — ритмично чередующиеся пестрые аргиллиты, алевролиты, песчаники. В верхах в обломочных отложениях появляются невыдержанные пласты известняков со строматолитами.

На восточном крыле Ангаро-Питского прогиба нижнеангарская свита сложена песчано-глинистыми отложениями без существенных количеств железорудных образований.

Железорудные конгломераты нижнеангарской свиты — массивные, с гальками (от нескольких миллиметров до 5 см) из кристаллического гематита, реже — из хлорит-серицитовых сланцев, ожелезненных аргиллитов, кварца. Цемент гема-

<sup>1</sup> Принципы выделения, названия и последовательность стратиграфических подразделений этих схем см. на рис. 11 [Семихатов, 1962; Кириченко, и др.; 1967 Постельников, 1973, 1975; Бутаков и др., 1975; и др.].

титовый, хлорит-гематитовый. Вверх по разрезу свиты содержание цемента в конгломератах возрастает, обломочные руды сменяются хемогенно-обломочными. Типична ассоциация конгломератов с аргиллитами. Последние, кроме пелитовой массы, состоят из хлорита, гидрослюд, окислов железа, часто содержат кристаллы хлоритоида. Песчаники и алевролиты свиты — кварцевые, полевошпат-кварцевые, с железисто-слюдистым и карбонатным (в верхах разреза) цементом. На плоскостях напластования пород встречены волноприбойные знаки и трещины усыхания.

Преобладание в составе нижнеангарской свиты кремнезема, окислов железа, устойчивых аксессуаров, значительные количества каолинита свидетельствуют о формировании свиты за счет переотложенного материала кор выветривания вблизи площадей сноса.

Отложения дашкинской свиты постепенно сменяют нижнеангарские. Граница между свитами условно проводится по появлению в разрезе большого количества известняков. В центральной части Ангаро-Питского прогиба в составе дашкинской свиты автор выделил четыре толщи (пересечение по рекам Удерею и Каменке) [Журавлева и др., 1969]: (1) известняково-сланцевая толща — переслаивание темных глинистых известняков, аргиллитов, реже алевролитов и мелкозернистых песчаников; пласты внутрiformационных брекчий; мощность и количество пластов известняков возрастают вверх по разрезу (250—300 м); (2) нижняя известняковая толща — чередование серых массивных и плитчатых известняков; в массивных разностях нередко биогермы строматолитов и онколиты в ассоциации с мелкообломочными брекчиями (~ 600—700 м); (3) флишoidная толща — ритмичное переслаивание: темные глинистые сланцы, иногда известковистые алевролиты — тонкоплитчатые глинистые известняки со значительной алевроитовой примесью — массивные известняки со строматолитами и онколитами; мощность осадочных циклов — 1—2 м (200—300 м); (4) верхняя известняковая толща — темные преимущественно толстопластовые и массивные известняки, доломиты со строматолитами и онколитами (видимая мощность — сотни метров).

Большое количество органогенных пород (особенно в верхах известняковых толщ), разнообразие текстур известняков, горизонты седиментационных брекчий и другие признаки свидетельствуют о мелководных условиях накопления отложений дашкинской свиты.

Мощность всей осянской серии в центральной части Ангаро-Питского прогиба 2—2,5 км. Она резко колеблется, в целом уменьшаясь к западному и южному бортам прогиба (для восточного и северного бортов данных о мощности серии почти нет). Так, на северном склоне Приангарских широтных дислокаций, а также в Могдыгайской и Усть-Горбилковской синклиналих Ишимбинской зоны мощность нижнеангарской свиты не превышает 100—250 м, а дашкинской (видимая) — сотен метров. В направлении Центрального поднятия возможно замещение дашкинских сероцветных пород пестроцветами. На отдельных участках Ишимбинской зоны, Приангарских дислокаций и вдоль северного крыла Иркинеевского выступа доосляньские породы трансгрессивно перекрыты более молодыми (послеосляньскими) отложениями.

Осянская серия соответствует единому трансгрессивному циклу осадконакопления и представляет крупную циклому, ограниченную размывами (см. рис. 11, колонка 18). Нижнее терригенное подразделение цикломы — нижнеангарская свита, верхнее глинисто-карбонатное — дашкинская свита. Осянская циклома распадается на более мелкие цикломы, например на соответствующие нижнеангарской свите, двум нижним и двум верхним толщам дашкинской свиты [Постельников, 1973].

**Чингасанская циклома.** Отложения чингасанской серии широко распространены на севере миогеосинклинали и на Центральном поднятии в бассейнах рек Теи, Чапы, Большой Черной, верхнего течения Вороговки. Они заполняют Тейскую, Большелебжинскую и Уволжскую приразломные впадины [Постельников, 1973]. Отложения серии с глубоким размывом и структурным несогласием за-

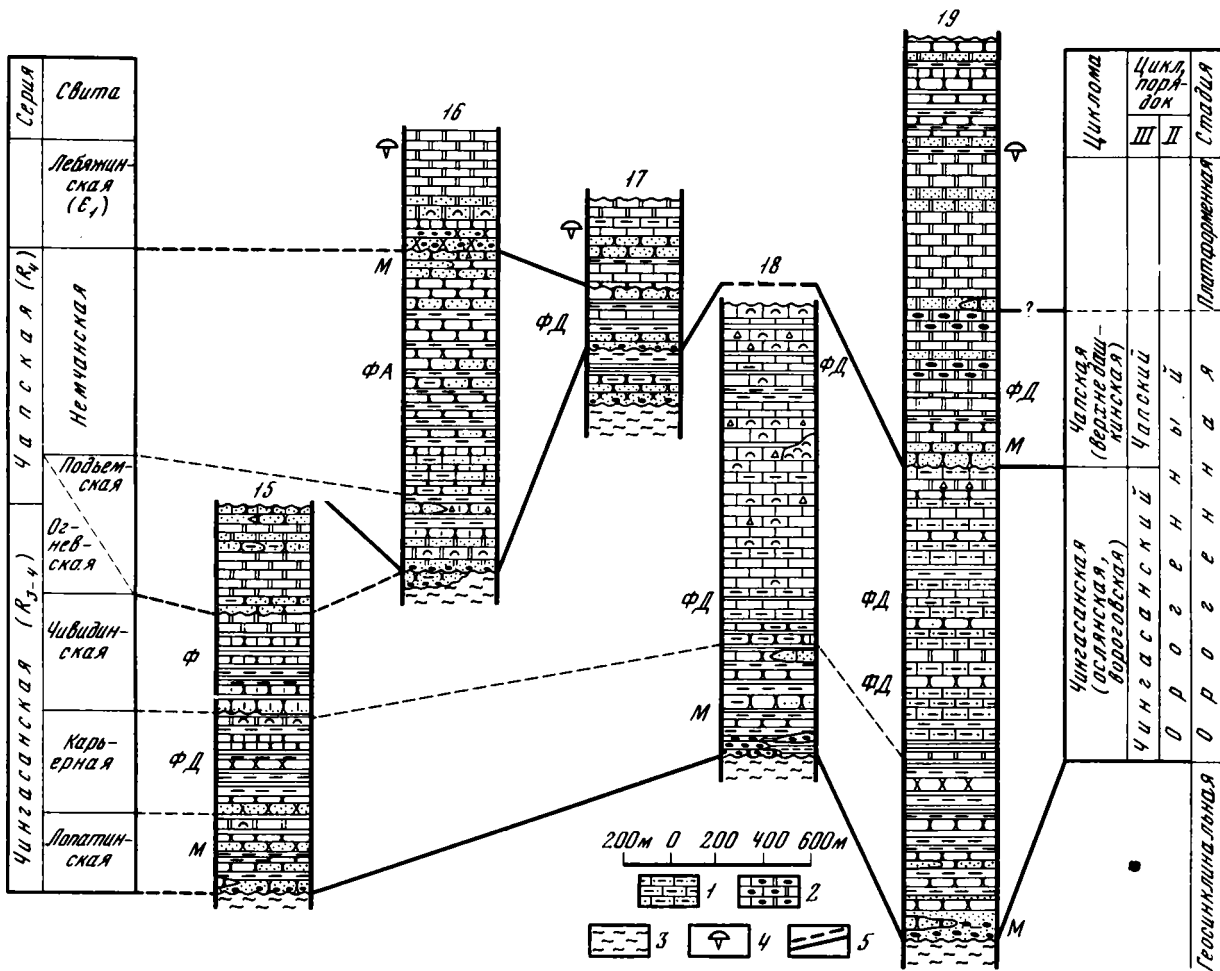


Рис. 11. Разрезы позднепериферических отложений во впадинах

- 1 – волнистослоистые известняки с глинисто-алевритовыми слоями;
- 2 – окремнение в карбонатных отложениях;
- 3 – метаморфизованные породы суходитской и тунгусикской серий;
- 4 – трилобиты ( $E_1$ );
- 5 – границы циклов;

остальные условные обозначения см. на рис. 5. Буквы на схеме: М – моласса, ФД – флишиды, Ф – флиш. Колонки (их положение см. на рис. 1): 15 – Тейская впадина, 16 – Иочимская впадина, 17 – Могдыгайская синклинали, 18 – Удере́йская брахисинклинали, 19 – Исаковская грабен-синклинали

легают на породах сухопитской, реже тейской и тунгусикской серий. Они подразделяются на лопатинскую, карьерную, чивидинскую и огневскую свиты [По-стельников, 1975] (см. рис. 11, колонка 15).

Отложения лопатинской свиты распространены вблизи разломов, ограничивающих впадины с юго-запада (продолжение Ишимбинской шовной зоны). В стратотипических обнажениях по р. Тее лопатинские породы несогласно налегают на выветрелые кварц-слюдистые сланцы горбилокской свиты. Разрез начинается (1) груборитмично построенной красно-бурой толщей (150–200 м) из базальных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевропелитов. Мелкообломочные и глинистые породы доминируют в верхах толщи. В низах ее преобладает материал из подстилающих горбилокских сланцев, каолинизированных полевых шпатов, устойчивых акцессориев и окислов железа. В верхней части толщи в обломках превалирует кварц, в цементе – глинисто-слюдистый материал. Породы светлеют. (2) Средняя часть свиты (несколько десятков метров) сложена светлыми и сиреневыми олигомиктовыми разнозернистыми песчаниками с каолинитом. Разрез венчается (3) пачкой (50–100 м) доломитов с микрофитолитами и прослоями аргиллитов, алевролитов. Доломиты светлые, слоистые, окремненные. Аргиллиты листоватые. Главные глинистые минералы свиты – гидрослюда и каолинит.

По простирацию на северо-запад (р. Чапа выше устья Большого Алманакана) разрез лопатинской свиты (450 м) сохраняет трехчленное строение, хотя состав его несколько изменяется главным образом в связи с изменением состава подстилающих пород.

Отложения карьерной свиты в стратотипе у пос. Тее согласно залегают на лопатинских. Разрез свиты (снизу вверх): (1) пачка кварцитовидных песчаников (120 м); в нижней половине пачки они массивные, разнозернистые (до гравия), светлые, олигомиктовые, с регенерационным кварцевым цементом; вверх по разрезу все чаще появляются прослои зеленых и бурых мелкозернистых плитчатых песчаников-алевролитов с глинисто-слюдистым цементом; верхи пачки сложены чередованием алевролитов, мелко-, средне-, реже грубозернистых песчаников с глинистыми примазками; (2) пачка переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (150 м); в низах пачки преобладают песчаники с прослоями алевролитов-аргиллитов, а выше – пачки по 2–5 м (мелкие цикломы) из чередующихся песчаников-алевролитов-аргиллитов. В низах пакетов преобладают песчаники, к кровле возрастает роль мелкообломочных глинистых пород. Частое переслаивание пород в пакетах имеет флишоидный характер. В основании мелких циклом на плоскостях напластования песчаников, обычны гиероглифы, знаки ряби. Количество алевропелитов в целом возрастает вверх по разрезу – до преобладания в кровле пачки. Песчаники и алевролиты плохо сортированы; наряду с обломками кварца они содержат плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварциты, эффузивы, каолинит, турмалин, циркон. Цемент их глинисто-карбонатный, обычно базального типа. В (3) пачке (40–50 м) преобладают светлые толстоплитчатые полимиктовые песчаники с карбонатным цементом и прослоями алевролитов, аргиллитов. (4) Пестроцветная глинисто-карбонатная пачка (50–70 м) из переслаивания тонкоплитчатых карбонатных алевролитов и аргиллитов, часто характерного “шоколадного” цвета, с невыдержанными пластами, линзами строматолитовых доломитов и песчаников.

Мощность карьерной свиты 400–450 м. Она значительно колеблется, увеличиваясь в бассейне р. Чапы до 600–800 м.

Чивидинская свита в опорном разрезе у пос. Тее согласно перекрывает карьерную. Выделены две пачки. (1) Флишевая (300–400 м) – из переслаивающихся серых, зелено-серых известковистых песчаников и песчанистых известняков, алевролитов, аргиллитов (рис. 12). Сложение разреза полиритмичное. Простые флишевые цикломы (0,05–1,2 м) группируются в более сложные. Они образуют флишевые пакеты (до 20–30 м), разделенные горизонтами (2,0–8,0 м) толстоплитчатых известковистых песчаников. Последние в нижней четверти разреза пачки сопоставимы по мощности с пакетами чередования; выше флиш резко

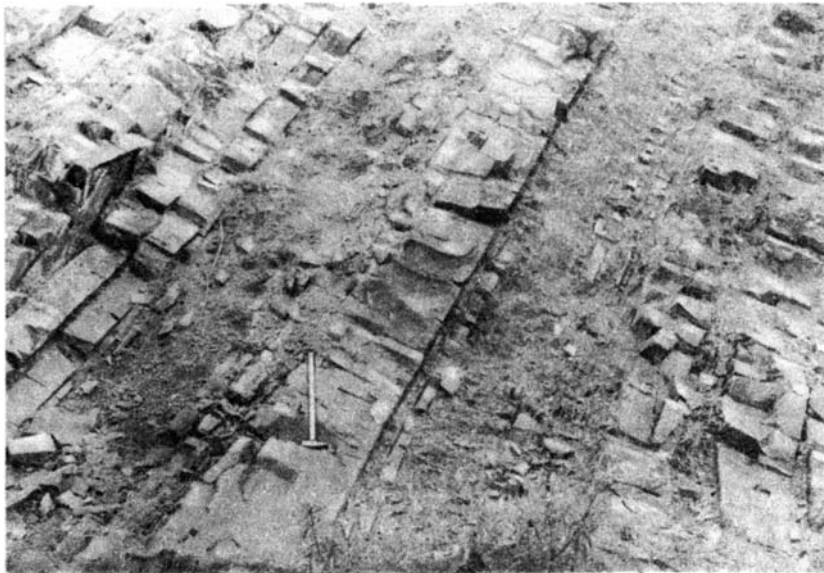


Рис. 12. Чередование карбонатных песчаников, алевролитов и аргиллитов во флишевой пачке чивидинской свиты. Видны два ритма. Правобережье р. Чапы выше устья р. Чивиды

преобладает, а вместо песчаных горизонтов появляются алевролитовые. Увеличивается известковистость пород. Для кластитов пачки характерны резкая полимиктовость, отсутствие четкой слоистости, разнозернистость, беспорядочная микротекстура. (2) Плохо обнаженная доломитовая пачка (~ 100 м). Преобладают светлые мелкокристаллические доломиты, иногда с онколитами и прослоями аргиллитов.

Мощность чивидинской свиты в тейском разрезе 400–500 м.

На северо-западе Большелебяжинской впадины на границе ее с Центральным поднятием в составе чивидинской свиты происходят резкие изменения. В Верхневороговском грабене Ишимбинской зоны разломом чивидинский флиш нацело замещен мощной (много сотен метров) толщей тиллитоподобных валунно-галечных конгломератов. Гальки и валуны размером до нескольких метров сцементированы темной глинистой массой. Они не сортированы, не слоисты, состоят из местных пород и весьма похожи на образования типа олистостромы [Лукьянов и др., 1975] (рис. 13; см. рис. 1, 14).

Исследованиями В.Н. Григорьева, М.А. Семихатова и других геологов доказано, что снос материала валунно-галечных конгломератов происходил с юго-запада, со стороны Центрального поднятия. По мере удаления от области сноса мощность конгломератов уменьшается до полного выклинивания в бассейне р. Теи. Стратотипическое обнажение чивидинской свиты на р. Чапе выше устья р. Чивиды является в этом смысле промежуточным: валунно-галечные конгломераты слагают в нем нижние 400–450 м разреза свиты, а выше расположена пачка (200 м) характерного карбонатно-терригенного флиша.

С отложениями чивидинской, возможно, также карьерной свит в бассейне верхней Вороговки связаны туфы и лавы основного состава [Врублевич, 1972; Миронов, Ножкин, 1972; Корнев и др., 1974; и др.]. По руч. Листвяжному (правый приток р. Вороговки) среди песчаников чивидинской свиты обнажены два покрова (5–40 м) диабазов, диабазовых порфиритов и лавобрекчий. Туфы базальтовых порфиритов (пласт до 50 м) установлены среди валунно-галечных конгломератов в низовье р. Лиственной. В бассейне р. Захребетной в Верхневороговской синклинали, по Е.И. Врублевичу, породы чивидинской – карьерной (?) свит (захребетнинской свиты, по Е.И. Врублевичу) трансгрессивно перекрывают подстилающие отложения. Разрез (> 1000 м)



Рис. 13. Олистоstroma чивидинской свиты. Плохо окатанные куски местных пород в темной неслоистой пелитовой массе. Верховья р. Вороговки

включает: (1) кварцитовидные песчаники и гравелиты (200–300 м); (2) туфы основного состава и валунно-галечные конгломераты (ксеноагломератовые туффиты, по А.Г. Миронову; > 300 м); (3) потоки (20–80 м) миндалекаменных базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтовых порфиритов, их туфы и горизонты валунно-галечных конгломератов (всего несколько сот метров). Сюда же относятся небольшие субвулканические тела габбро-диабазов, комагматичные с базальтоидами, а также тела щелочных сиенитов, прорывающие диабазовые порфириты.

Все перечисленные образования Е.И. Врублевич и А.Г. Миронов считают продуктами взрывного вулканизма и намечают вероятные центры извержения (стратовулкан р. Захребетной). Проявления вулканизма этого времени (главным образом туфы) известны в низовьях рек Вороговки, Чапы и в других местах.

В стратотипе огневской свиты (р. Тея ниже руч. Кузнецовского) разрез ее состоит из двух доломитовых и трех красноцветных карбонатно-обломочных пачек, подстилающих, разделяющих и перекрывающих доломиты.

(1) Базальная красноцветная пачка (60–70 м по р. Тея) сложена разномасштабными полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками, гравелитами, аргиллитами, алевролитами. Цемент песчаников железистый, кварцево-слюдистый. Отложения пачки отличаются плохой сортировкой обломков, невыдержанностью состава, переменными мощностями. (2) Пачка светлых доломитов (200–250 м) начинается загрязненными розоватыми известняками, сменяющимися вверх ритмичным чередованием (от нескольких дециметров до 1–2 м) массивных светло-серых доломитов и плитчатых желтоватых доломитов с примесью кварцевых зерен. Массивные доломиты преобладают в верхней половине пачки. (3) Пачка пестроцветных песчано-карбонатных отложений (~ 15 м) – песчаных известняков, доломитов, карбонатных песчаников, алевролитов. Состав обломков полимиктовый, они плохо сортированы. Количественные соотношения обломочного и карбонатного вещества резко изменяются по простиранию. Встречены знаки ряби, следы местных перемылов, пласты песчаников с косой и волнистой слоистостью. (4) Доломитовая пачка (80–100 м): светло-серые (выветрелые – бурые) массивные доломиты ритмично чередуются с тонкоплитчатыми серыми доломитами, обогащенными терригенной примесью. (5) Верхняя красноцветная пачка (видимая мощность несколько десятков мет-

ров) у контакта с породами сухопитской серии сложена в низах светлыми кварцевыми песчаниками, а выше (и латеральное замещение?) — красно-бурыми глинисто-песчанистыми отложениями с карбонатно-железистым цементом и несортированными (до мелкой гальки) плохо окатанными обломками подстилающих сухопитских сланцев и кварцитов.

Мощность огневской свиты в стратотипе 400—500 м.

Мелководные отложения огневской свиты по площади испытывают значительные фациальные изменения. В центральной части Тейской впадины (бассейн р. Чивиды) они трансгрессивно перекрывают чивидинские отложения и начинаются красноцветными валунно-галечными конгломератами, полимиктовыми песчаниками и сиреневыми известняками (сотни метров). Вверх по разрезу их сменяют сероцветные доломиты и известняки. Роль обломочных пород в составе свиты еще более возрастает по мере приближения к окружающим впадинам поднятия — Центральному, Енашимскому, Глубокинскому. Так, по юго-западному краю Глубокинского поднятия огневская (подъемская) свита в нижней части сложена преимущественно красноцветными полимиктовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями аргиллитов и доломитов (300—350 м; ~ суворовская свита, по Н.С. Подгорной). Вверх они сменяются доломитовой толщей. На самом Глубокинском поднятии приблизительным стратиграфическим аналогом огневской свиты является пестроцветная относительно маломощная подъемская свита.

Отложения чингасанской серии в целом представляют сложную мегациклому мощностью до 2 км. В наиболее прогнутых юго-западных частях впадины она начинается обломочными красноцветами и заканчивается карбонатной толщей. Чингасанская мегациклома распадается на четыре цикломы, соответствующие свитам чингасанской серии [Постельников, 1973, рис. 14], (см. рис. 11, колонка 15), и на более мелкие циклические подразделения. Типично расширение площади седиментации чингасанской и более мелких циклом во времени, их "трансгрессивный" характер — до обстановки моря с нормальной соленостью в чивидинское время [Солодкова, 1972].

Формационная характеристика чингасанской цикломы подчеркивает ее сложное, но направленное развитие. Циклома включает красноцветную молассу (лопатинская свита), флишиды—флиш—олисторому (карьерная — чивидинская свиты), мелководные терригенно-карбонатные накопления, близкие к группе карбостромовых формаций (огневская свита).

Вулканыты, дайки и субвулканические тела чингасанской цикломы (в первую очередь в Вороговской структуре) объединены Т.Я. Корневым в трахибазальтовую формацию [Корнев и др., 1974].

**Вороговская циклома.** Крупное поле отложений цикломы находится на северо-западе Енисейского кряжа в Вороговском прогибе (см. рис. 1).

Распространенные здесь позднерифейские накопления были описаны М.А. Семихатовым [1962] под названием "вороговская свита" (термин И.Г. Николаева) и подразделены им на обломочную и терригенно-карбонатную толщи<sup>2</sup>. Позднее вороговская серия была разделена Г.И. Кириченко [1967] на северореченскую, мутнинскую и сухореченскую свиты, подробно охарактеризованные при геологической съемке. Для настоящего описания я сохраняю деление вороговской серии на две толщи.

В современном эрозионном срезе вороговские отложения сохранились в депрессиях, связанных с разломами северо-западного простирания [Постельников, 1973]. Наиболее полные разрезы находятся в Исаковской и Нижневороговской грабен-моноклиналях и в Средневороговской грабен-синклинали по рекам Исаковке, Вороговке и Порожной (см. рис. 11).

В этих разрезах обломочная нижневороговская толща (сотни метров — до 1000 м) с размывом залегает на разных горизонтах рифея. Она начинается плохо сортированными лиловыми и бурными конгломератами — песчаниками и выше сменя-

<sup>2</sup>С учетом этих подразделений серия описана автором [Постельников, 1973].

ется сероцветной пачкой (200—400 м) флишоидного переслаивания песчаников, гравелитов, алевролитов с неравномерным уменьшением обломков вверх по разрезу. В верхах обломочной толщи появляются пласты доломитов и алевро-глинистых сланцев. Состав обломков из базальной части толщи определяется составом местных пород; выше в обломках превалирует кварц, а полимиктовая часть их сокращена. Сортировка зерен плохая. Цемент пород слюдястый и железистый, в верхах — карбонатный.

Верхневороговская терригенно-карбонатная толща (до 1,5—2,0 км, возможно, больше) согласно залегает на нижневороговской. Разрез начинается серыми песчаниками и песчанистыми известняками. Выше известняки сменяются темными тонкоплитчатыми волнистослоистыми отложениями из мелкого (миллиметры) чередования алевроито-песчаных и глинисто-карбонатных слоев со смятиями оползневой происхождения. По р. Исаковке эти волнистослоистые отложения преобладают в нижней и средней частях толщи; в верхах ее наряду с известняками, доломитами и волнистослоистыми породами содержится значительное количество пластов граувакковых песчаников, карбонатных брекчий.

Состав отложений верхневороговской толщи варьирует. Так, в Нижневороговской грабен-моноклинали в этой толще отмечены горизонты полимиктовых песчаников мощностью до сотен метров, возрастает роль терригенно-карбонатных флишоидов. Но главные типы пород верхней толщи — волнистослоистые отложения, песчаники, доломитизированные известняки — остаются неизменными.

Вся вороговская серия характеризуется трансгрессивным типом строения: неравномерным увеличением роли карбонатного материала вверх по разрезу, расширением седиментационного бассейна во времени, главным образом на восток, к Центральному поднятию, направленными изменениями вверх по разрезу состава и текстур пород. Серия образует полициклично построенную мегациклому мощностью до 2,5—3 км. Крупными циклами являются описанные толщи, из которых нижневороговская приблизительно соответствует северореченской, а верхневороговская — мутнинской и сухореченской свитам, по Г.И. Кириченко [1967].

Формационная характеристика вороговской мегацикломы: моласса сероцветная и красноцветная (большая часть нижневороговской толщи); флиш и флишоиды (их пачки встречены по всему разрезу, но преобладают в средней части серии); терригенно-карбонатные накопления верхневороговской толщи.

Сходные характеристики и трансгрессивный тип строения имеют описанные выше чингасанская и ослянская серии (цикломы) — приблизительные возрастные аналоги вороговской [Постельников, 1971б; Солодкова, 1972; Волобуев, Зыков, Ступников, 1976; и др.]. Близость формационных рядов и возраста этих трех серий (циклом) позволяет утверждать, что они накопились за единый цикл геологической истории Енисейского кряжа, который я предлагаю называть чингасанским.

Однако между рассмотренными цикломами есть и существенные различия, объясняющиеся прежде всего их разной тектонической позицией и структурной (палеогеографической) разобщенностью вороговского, чингасанского и ослянского седиментационных бассейнов [Постельников, 1973].

Наибольшей пестроцветностью, мелководностью, многочисленными внутрiformационными размывами, наличием в составе пород больших количеств переотложенного вещества кор выветривания (кварца, каолинита, гидроокислов железа и пр.) отличается чингасанская циклома, формирование которой происходило в наложенных приразломных впадинах на поднятии. От других циклом ее отличает также наличие специфической формации — олистостромы.

Отложения ослянской цикломы накопились в унаследованно развивавшемся Ангаро-Питском прогибе в условиях полной компенсации прогибания. В них велика роль карбонатного, глинистого и хемогенного железистого материала. Верхнее подразделение цикломы (дашкинская свита) отличается от верхних подразделений других циклом наибольшим количеством строматолитовых и онколитовых пород и относительной фациальной выдержанностью. По этим признакам оно ближе всего стоит к классу карбостромовых формаций, по Б.М. Келлеру [1973].



Формирование наиболее мощной вороговской цикломы происходило во внутренней зоне геосинклинали, вблизи выходов или непосредственно на образованиях рифейского офиолитового комплекса. Для цикломы характерны тесное "переплетение" хемогенного карбонатного, кластического и глинистого материала, наибольшая роль флиша и флишоидов в разрезе, резкая полимиктовость обломочных пород, появление мощных пачек граувакковых песчаников.

Перечисленные и другие отличия, а также первичная разобщенность ослянской, чингасанской и вороговской серий не позволяют рассматривать их в качестве единой цикломы чингасанского цикла. Более правильным представляется выделение именно трех циклом — своеобразных вещественных выражений этого цикла в разных палеоструктурных условиях.

Магматизм чингасанского цикла пространственно тесно связан с зонами крупных разломов. Он проявился в формировании двух комплексов гранитоидов и одного базальтоидов, в меньшей степени — андезитов трахибазальтовой формации (см. описание чингасанской цикломы).

Главные компоненты пород трахибазальтовой формации — основной плагиоклаз, авгит, иногда оливин, калиевый полевой шпат (в порфиробластах), вулканическое стекло. Формация характеризуется повышенным содержанием щелочей (3,0–6,0%),  $TiO_2$  (до 3,0–4,0%),  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ , пониженной магнезиальностью.

По петрохимической композиции базальтоиды формации соответствуют континентальным толеитам [Миронов, 1973]. Весьма вероятно, что вулканы и гипабиссальные тела трахибазальтовой формации, тяготеющие к приразломным прогибам, распространены значительно шире. Возможно, что интрузивными комагматами описанных в верховьях р. Вороговки чингасанских вулкаников являются мелкие, но широко распространенные на территории Енисейского кряжа дайки диабазов ведугинского комплекса<sup>3</sup>. Диабазы близки этим вулканикам по возрасту: прорывают верхнерифейские гранитоиды, все подразделения тунгусикской цикломы, а также породы низов чингасанской цикломы [Миронов, 1973]. Они трансгрессивно перекрыты верхнечингасанскими и лебяжинскими ( $E_1$ ) отложениями. По минеральному составу (основной плагиоклаз, авгит, оливин) ведугинские диабазы близки вулканикам трахибазальтовой формации, хотя отличаются от них меньшей щелочностью и ненасыщенностью кремнеземом.

Этапу накопления осадочных формаций чингасанского цикла во впадинах соответствовал своеобразный гранитоидный магматизм, также тесно пространственно связанный с разломами. По составу и времени формирования он подразделяется на два комплекса (формации), известные в литературе под разными названиями. К первому относятся субформация аллохтонных аляскитовых гранитов, по В.М. Даченко [Корнев и др., 1974], глушихинский комплекс (гранит-лекогранитовая формация) [Петров, Решетова, 1967; и др. работы геологов ВСЕГЕИ], согренский комплекс, по А.В. Лесгафту, вулканоплутоническая формация [Постельников, 1973], частично — аяхтинский комплекс, по М.И. Волобуеву [Волобуев и др., 1964; Волобуев, Зыков, Ступникова, 1976]. Второй комплекс существенно щелочных пород составляют гранит-граносиенитовая формация [Корнев и др., 1974], нойбинский комплекс, по И.С. Туркину [1971 и др.], климовский комплекс (ВСЕГЕИ), возможно — группа малых тел в бассейнах рек Ягодкиной и Шилки и т.д.<sup>4</sup>

Образования первого комплекса условно назовем гранит-лейкогранитовой, второго — гранит-граносиенитовой формацией.

Гранит-лейкогранитовая формация (см. рис. 1–16) представлена небольшими (от нескольких до 100 км<sup>2</sup>) массивами гранитоидов: Глушихинским, Гремихинским, Савинским, Вятским, Стрелковским, Верхнекаменским, Лендахским и др. Мелкие тела гранитоидов формации входят также в состав гетерогенных массивов — Чиримбинского, Чернореченского и т.д.

<sup>3</sup> Комплекс выделил Е.И. Врублевич. Аналогом является листовяженский комплекс, по Т.Я. Корневу. Геологами ВСЕГЕИ эти образования выделены в диабазовую формацию.

<sup>4</sup> Образования второго комплекса нередко плохо отличимы от более молодых щелочных сиенитов, нордмаркитов и прочих чапского цикла (см. ниже). Возможны и генетические связи между ними.

Гранитоиды формации – однофазные трещинные гипабиссальные интрузии. Они приурочены к субмеридиональным разломам, имеют резкие контакты с вмещающими породами при слабом контактовом воздействии на них (филлитизация, эпидотизация). Обычна вытянутая вдоль разломов форма массивов. В периферических частях их распространены мелкозернистые разновидности и гранит-порфиры с вкрапленниками калиевого полевого шпата, кварца. Состав формации – биотитовые, лейкократовые аляскитового типа, нередко порфирировидные граниты, реже – субщелочные гранитоиды, граносиениты. Кроме повышенного содержания свободного кремнезема, гранитоиды формации обогащены щелочами при преобладании калия, а также пересыщены глиноземом за счет пониженной роли полевошпатовой извести.

С образованиями гранит-лейкогранитовой формации связаны более поздние мусковитовые гранитоиды жильного типа (согренский комплекс) [Петров, Решетова, 1967]. Эффузивные аналоги гранит-лейкогранитовой формации не изучены. Предполагалась связь с этой формацией тел кварцевых порфиров (в низовьях Большого Пита и пр.). Однако А.Г. Миронов [1973] показал, что эти кварцевые порфиры древнее Глушихинской интрузии.

Геологический возраст гранит-лейкогранитовой формации: Верхнекаменский и Лендахский массивы прорваны дайками ведугинского комплекса; гранитоиды ее прорывают породы киргитейской цикломы (Стрелковский массив) и гранитоиды батолитовой формации.

Для массивов гранит-лейкогранитовой формации характерны грейзенизация и альбитизация. С ней связаны рудопоявления олова, вольфрама, молибдена.

Гранит-граносиенитовая формация состоит из мелких (до 10 км<sup>2</sup>) тел гранитоидов трещинного типа, связанных с зонами разломов (см. рис. 1, 17). Более 30 малых интрузий формации закартировано в Уволожско-Алманоканской полосе разломов, расположенной в зоне сближения Татарского и Ишимбинского тектонических швов. К формации принадлежат Хариузахинский массив, возможно, также Погромненский, Климовский массивы, Ягодкинская и Шилкинская группы малых тел и т.д. Для тел формации характерны штокообразная или вытянутая вдоль разлома форма, резко секущие соотношения с вмещающими породами, слабый контактовый метаморфизм.

Состав формации разнообразен: включает ряд пород от известково-щелочных гранитов до щелочных сиенитов (граниты, гранит-порфиры, гранодиориты, диориты, граносиениты, сиениты). Главные минералы формации – калиевый полевой шпат, кислый – средний плагиоклаз, кварц, темноцветы – встречаются в разных количественных соотношениях. Типичные акцессории – монацит, циркон, а также ортит, флюорит, сфен, турмалин и др. Гранитоиды сопровождаются кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми жилами.

Для пород гранит-граносиенитовой формации характерны повышенная щелочность (при этом  $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$ ), некоторая пересыщенность глиноземом, значительное количество свободного кремнезема. От других комплексов они отличаются также высоким содержанием ниобия и циркония [Туркин, 1971].

По-видимому, образование гранит-граносиенитовой формации относится к концу чингасанского мегацикла (возможно, завершает его): тела и жилы формации прорывают все позднедокембрийские образования, включая отложения (низов?) чингасанской цикломы. Они трансгрессивно перекрыты нижнекембрийскими осадками. Абсолютный возраст Хариузахинского массива формации 650 млн. лет (свинцово-изотопный метод по циркону) [Волобуев, Зыков, Ступникова, 1976].

Формированием малых интрузий гранит-граносиенитовой формации завершается позднедокембрийский гранитоидный магматизм Енисейского края.

**Чапский цикл.** Образования чапского цикла широко распространены и наиболее хорошо изучены на северо-востоке Енисейского края, где они заполняют Немчанский грабен на Глубокинском поднятии и Иочимскую впадину [Постельников, 1975]. В этом районе чапскому циклу соответствуют породы чапской серии (цикломы), объем и стратиграфическое расчленение которой, в моем понимании, несколько отличаются от предложенных Е.П. Бутаковым, Р.Б. Карпинским и В.В. Усталовым [1975]. За основу расчленения чапской серии, как и чин-

гасанской, мной взято полициклическое строение ее разреза (см. рис. 11). Серия включает подъемскую и немчанскую свиты. Выделенную Н.С. Подгорной обломочную суворовскую свиту целесообразнее рассматривать как базальную толщу подъемской свиты. Огневская, а также суктальминская (в понимании А.И. Ицкова [1970]) свиты — возможные стратиграфические аналоги подъемской свиты во впадинах юго-западной группы. Они завершают предыдущий (чингасанский) цикл ее седиментации.

Нижнюю границу перекрывающей чапскую циклому лебяжинской свиты я провожу по подошве толщи грубообломочных пород, отнесенных Р.Б. Карпинским к верхненемчанской подсвите [Бутаков и др., 1975; Постельников, 1973].

Подъемская свита выделена Р.Б. Карпинским. В сводовой части Глубокинского поднятия по р. Тее у устьев руч. Юхталика и руч. Глубокого разрез свиты не превышает по мощности 300–320 м. Он начинается несортированными конгломератами из обломков подстилающих пород, вверх постепенно переходящими в пачку переслаивания бурых, сиреневых, серых песчаников с карбонатно-железистым цементом (40–60 м). Выше залегает пачка (200–250 м) флишоидного переслаивания сначала аргиллитов — алевролитов — песчаников, затем известковистых песчаников — алевролитов — известняков. Карбонатность возрастает вверх по разрезу; в кровле пачки появляются строматолитовые породы. Выше залегают песчаники и гравелиты немчанской свиты.

Принципиально такой же тип разреза — базальные конгломераты, карбонатно-терригенная пестроцветная пачка, флишоидная пачка с существенно органогенными доломитами в верхах (300–350 м) — имеет стратотип подъемской свиты по р. Тее у устья руч. Подъем.

Более мощный (до 600 м) разрез характеризует подъемскую свиту на юго-западном крыле Глубокинского поднятия (р. Чапа ниже впадения р. Чивиды и другие разрезы, переходные к огневскому типу). В этих разрезах мощность базальных обломочных красноцветов возрастает до сотен метров, а верхняя пачка свиты становится еще более карбонатной: представлена переслаиванием пластов и пачек серых, пестрых, криптозернистых известняков и доломитов. На границах свиты вероятны местные размывы.

Немчанская свита выделена М.А. Семихатовым [1962] в стратотипических обнажениях по р. Чапе выше и ниже впадения р. Немчаны. Здесь в протяженной моноклинали на глинисто-карбонатных отложениях подъемской свиты залегают бурые аркозовые песчаники с железисто-карбонатным цементом и линзами гравелитов, алевролитов. Возможны локальные размывы на этом уровне. Низы разреза свиты сложены ритмичным чередованием бурых аргиллитов — карбонатных песчаников — песчано-глинистых известняков, присутствуют редкие линзы гравелитов. В средней части свиты преобладают красноцветные полимиктовые бескарбонатные песчаники, косо- и перекрестнослоистые, с обломками пород сухопитской серии; имеются пачки несортированных алевросланцев, алевропесчаников, редкие линзы загрязненных известняков. Встречены локальные размывы. К верхам разреза обломочный материал грубеет, а в составе его начинает преобладать кварц.

Мощность стратотипа немчанской свиты по замерам на поверхности порядка 3 км. Однако действительная мощность свиты, вероятно, намного меньше: не исключено, что на подстилающих породах эти крайне мелководные отложения залегают разными горизонтами [Постельников, 1973]. Косвенным подтверждением этого является тройное по сравнению со стратотипом сокращение мощности свиты на р. Тее ниже устья руч. Подъем.

На отложениях немчанской свиты залегает выдержанный горизонт (50–180 м) красноцветных конгломератов и гравелитов, переходящих вверх в песчаники, а затем — в сиреневые загрязненные доломиты (верхи средненемчанской и верхненемчанской подсвиты, по Р.Б. Карпинскому). От подстилающих пород немчанской свиты эти отложения отличаются гораздо более выдержанным составом и мощностями; выше по разрезу они постепенно переходят в типичные светлые доломиты лебяжинской свиты. Учитывая сказанное, я считаю более целесообразным проводить верхнюю границу немчанской свиты по подошве конгломератового горизонта.

Подъемская и немчанская свиты чапской серии начинаются и заканчиваются обломочными отложениями (молассой); в сложении нижней и средней частей серии в ритмичном переслаивании с песчаниками участвуют карбонатные породы и аргиллиты. В совокупности эти субконтинентальные накопления образуют чапскую циклому, отличающуюся от охарактеризованных выше более древних циклом регрессивной направленностью. Красноцветная моласса слагает два три разреза цикломы.

В Могдыгайской грабен-синклинали Ангаро-Питского прогиба к чапскому циклу, вероятно, принадлежит пестроцветная толща преимущественно терригенных пород (до 200–250 м) [Постельников, 1973]. Она трансгрессивно залегает на нижнеангарских и более древних отложениях. Нижняя и верхняя части этой толщи сложены красноцветной молассой, а средняя — переслаиванием аргиллитов, алевропесчаников и известняков. Толща обычно сопоставляется с тасеевской серией и, возможно, является одновозрастной части разреза дашкинской свиты (там же, стр. 89–92)<sup>5</sup>. Выше с конгломератами в основании согласно залегают терригенно-карбонатные отложения с трилобитами нижнего кембрия.

Отложения тасеевской серии (цикломы) — приблизительный возрастной аналог чапской серии (цикломы) [Постельников, 1973; Волобуев и др., 1976; и т.д.]. Они распространены вне Енисейского кряжа в Тасеевской впадине, примыкающей с востока к Южно-Енисейской глыбе (см. рис. 1). Трехчленный разрез тасеевской серии мощностью до нескольких километров сходен с разрезом чапской серии. Его слагают (снизу вверх) алешинская свита — красноцветная обломочная моласса; чистяковская свита — полиритмичное переслаивание известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков; мошаконская свита — красноцветная обломочная моласса.

Возможно, что формирование всей компенсационной Тасеевской впадины по времени соответствовало чапскому циклу геологической истории Енисейского кряжа.

Объем и границы отложений чапского цикла на северо-западе Енисейского кряжа не совсем ясны, хотя попытки выделить здесь немчанскую свиту были сделаны Л.К. Качевским (КГУ) при геологической съемке в бассейнах рек Северной, Лиственной, в низовьях р. Кутукаса и Н.А. Солодковой [1972] по рекам Исаковке, Столбовой и др. Возможно, что к чапскому циклу этого района относится нижняя часть отложений "нижнекембрийской" ярцевской свиты, по Г.И. Кириченко [1967], согласно с незначительным размытием залегающих на породах вороговской цикломы (см. рис. 11, колонка 19). Разрез ярцевской свиты сложен красноцветными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и массивными, нередко окремненными доломитами. Последние в Вороговском прогибе достигают большой мощности.

Как и породы чингасанского цикла, отложения чапского цикла (чапской, тасеевской циклом и пр.) распространены в локальных впадинах. Мощности их резко изменяются. Нижняя и верхняя границы цикла часто выражены размытиями. На северо-востоке кряжа в районе наибольшего распространения породы цикла (чапской цикломы) структурно и в формационном отношении отграничены от чингасанской и более древних циклом. В них преобладает красноцветная континентальная моласса. Для цикла характерна общая регрессивная направленность.

Залегающие выше мощные толщи верхневендских (?) — нижнекембрийских карбонатных пород (лебяжинская свита и ее аналоги) все исследователи единодушно относят к чехлу Сибирской платформы.

На протяжении чапского цикла, возможно также в самом начале кембрия (лебяжинская свита), на территории Енисейского кряжа известны проявления щелочно-базальтоидного магматизма. Для приводимой ниже краткой характеристики я использовал главным образом описание А.В. Бозина [Корнев и др., 1974], объединившего эти проявления в щелочно-базальтоидную и щелочно-сиенитовую формации (см. рис. 1–18).

<sup>5</sup> Если это предположение справедливо, то соотношения верхов осянковой и низов тасеевской циклом будут аналогичны соотношениям огневской свиты чингасанской цикломы и подъемской свиты чапской цикломы. Они частично одновозрастны.

Таблица 6

Возраст циклом (серий, свит) чингасанского и чапского циклов

Циклы	Возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	
		осадочных пород	магматических формаций
Чапский	R <sub>4</sub> (включая венд)	nm – 560, 600, 635  pd – 635, 645, 650	618–453**, 675–600 (щелочные базальтоидная и сиенитовая)
Чингасанский	R <sub>3</sub> – R <sub>4</sub>	cv – 700 d <sub>1</sub> – 760 vr <sub>1</sub> – 760 kr <sup>2</sup> – 688 ± 34, 735–770 vr <sub>1</sub> – 890 па – 775	630–670 (гранит-лейкогранитовая)
Геосинклинальные образования			850 ± 50 (батолитовая)

\* Почти все определения сделаны З.А. Журавлевой по сборам автора;

\*\* Пегматиты Среднетатарского массива.

Субвулканические образования и эффузивы названных формаций в виде небольших штоков (от 200–300 м<sup>2</sup> до 10–20 км<sup>2</sup>), даек, некков, трубок взрыва и покровов приурочены к отдельным приразломным прогибам и грабенам. На северо-востоке кряжа они изучены в Уволжско-Алманаканской полосе разломов и Верхневороговском грабене. На юге Ангаро-Тисского прогиба расположен Среднетатарский щелочной массив. На северо-западе кряжа прерывистая цепь малых тел этих формаций протягивается вдоль восточной периферии Вороговского прогиба к северу от р. Вороговки. Возможно, что к этим образованиям относится кийский щелочной комплекс в Кийском грабене<sup>6</sup>.

По составу породы щелочно-базальтоидной и щелочно-сиенитовой формаций могут быть подразделены на четыре группы: (1) наиболее распространены лейкократовые щелочные нефелиновые породы – нефелиновые и щелочные сиениты, сиенит-порфиры, фонолиты, трахиты и пр.; (2) пироксен-нефелиновые породы (преимущественно ийолиты, реже мельтейгиты) – Среднетатарский нефелиновый массив и пр.; (3) меланократовые оливин-пироксеновые породы и щелочные базальтоиды (пикритовые порфиры, анкарамиты, лимбургиты, оливиновые авгититы и т.д.) – бассейн р. Малый Алманакан и пр.; (4) породы собственно щелочно-сиенитовой формации, по А.В. Бозину, отличающиеся от предыдущих трех групп значительно более лейкократовым составом и относительно обогащенные кварцем – щелочные сиениты, нордмаркиты, реже граносиениты (Захребетный, Средневороговский щелочные массивы и пр.;  $K_2O > Na_2O$ ). Перечисленные массивы и дайки прорывают отложения тунгусикской и чапской серий; покровы и туфы их встречены среди пород чивидинской свиты чапской цикломы. Существуют указания [Корнев и др., 1974], что на северо-востоке кряжа они прорывают также карбонатные отложения лебяжинской свиты (С<sub>1</sub>); однако, по моему мнению, эти карбонатные толщи относятся не к лебяжинской, а к более древней огневской свите чингасанской цикломы. Большинство имеющихся радиологических определений подтверждает венд-

<sup>6</sup> Другая точка зрения [Белов, 1970; и др.] – образования кийского комплекса значительно более молодые.

Онколиты\*

pd — <i>Osagia radiata</i> Z. Zhur., <i>O. fimbriata</i> Z. Zhur., <i>Radiosus pusillus</i> Z. Zhur., <i>R. acerosus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Nubecularites antis</i> Z. Zhur.	d <sub>2</sub> — <i>Nubecularites antis</i> Z. Zhur., <i>N. abustus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>V. obscurus</i> Z. Zhur., <i>V. stratosus</i> Z. Zhur., <i>Radiosus vitrens</i> Z. Zhur.	
cv — <i>Nubecularites antis</i> Z. Zhur., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Volvatella vadosa</i> Z. Zhur.	d <sub>1</sub> — <i>Radiosus vitrens</i> Z. Zhur., <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites bothrydioformis</i> (Krasnop.), <i>V. obscurus</i> Z. Zhur., <i>V. porestus</i> Z. Zhur., <i>V. stratosus</i> Z. Zhur.	vt <sub>2</sub> — <i>Osagia minuta</i> Z. Zhur., <i>Ambigolamellatus horridus</i> Z. Zhur.
kr — <i>Osagia grandis</i> Z. Zhur., <i>Asterosphaeroides serratus</i> Z. Zhur.		
lp — <i>Asterosphaeroides emendtus</i> Yaksh.		

Примечание. Серии и свиты: lp — лопатинская, kr — карьерная, cv — чивдинская, pd — подъемская, nm — немчанская, na — нижеангарская, d — дашкинская, vt — вороговская.

ский — раннекембрийский (?) возраст рассмотренных групп пород [Корнев и др., 1974].

При палеонтологическом обосновании возраста чингасанского и чапского циклов главную роль играют онколиты (табл. 6). Как и для нижележащих рифейских толщ в трансгрессивных циклах чингасанского цикла, они приурочены к их верхним карбонатным подразделениям. В регрессивном чапском цикле распределение их более сложное, но в целом мы наблюдаем обратную картину.

Определения онколитов, дополняющие приведенные в табл. 6 списки, опубликованы в работах В.А. Гавриленко [1972], В.В. Хоментовского с соавторами [1972], Е.С. Постельникова [1973], Е.П. Бутакова с соавторами [1975]. Наиболее подробно охарактеризованы онколитами подъемская и дашкинская свиты, хотя трактовка возраста последней по-прежнему неоднозначна. В целом по комплексам онколитов чингасанский цикл отнесен к третьему и четвертому, а чапский — к четвертому подразделениям рифея. Радиологические датировки взяты из статей М.И. Волобуева, С.И. Зыкова, Н.И. Ступниковой, В.П. Стрижова, В.П. Белова, К.И. Смирнова [1976]; А.В. Бозина [Корнев и др., 1974]; И.С. Туркина [1971] и др. За небольшими исключениями, они не противоречат такому выводу и определяют границу чингасанского и чапского циклов между 700 и 650 млн. лет.

Залегающие выше карбонатные отложения (лебяжинская свита и ее аналоги) во всех трех районах содержат остатки раннекембрийских триболитов.

Автором получены новые данные по распространению юдомия в Вороговском прогибе. По р. Нижняя Сурниха в 11 км по прямой от устья реки в серых и розовых известняках обнаружены онколиты и биогермы строматолитов. По сборам автора, З.А. Журавлева определила *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. minuta* Z. Zhur., *Vesicularites simlaris* Yaksch., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. — формы онколитов юдомия. По заключению В.А. Комара, сохранившиеся фрагменты микроструктуры строматолитов позволяют датировать их возраст в интервале от юдомия до джурской свиты включительно.

Находки упомянутых строматолитов и онколитов сделаны на простирании заполненной юдомскими—нижнекембрийскими отложениями Исаковской грабен-моноклинали, вблизи ее северного конца.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ  
И ВОЗРАСТНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Сообщенные материалы позволяют наметить основные этапы геологической истории позднекембрийской геосинклинали Енисейского кряжа.

Дорифейские метаморфизм и гранитизация привели к значительной сиализации земной коры рассматриваемого региона. Этот процесс завершился в конце карелия становлением таракского комплекса гранитоидов, возможно, также его аналогов в Заангарье (гаревский комплекс). Последовало (сводовое?) поднятие территории кряжа. Затем слабо дифференцированные прогибания обусловили накопление отложений тейской серии, сформировавшейся, по-видимому, на уже гранитизированном основании.

В раннем рифее на границе тейского и сухопитского этапов тектоническая дифференциация усилилась. Вдоль крупных разломов — Енисейского, Татарского, Ишимбинского — в линейных зонах растяжения внедрились дайки, штоки, пластовые тела габбро-диабазов индиглинского комплекса повышенной щелочности. В приразломных прогибах сформировались обломочные базальные горизонты аспидной формации (низы кординской свиты). Эта стадия может быть сравнена с рифтовой стадией деструкции континентальной земной коры фанерозойских геосинклиналей (К.А. Клитин с соавторами [1977]; работы В.Н. Пучкова по Уралу; и т.д.).

Мощная раннегеосинклиальная аспидная формация подразделяется на осадочную (Восточная зона) и вулканогенно-осадочную градации, замещающие друг друга по простиранию. Вулканиты (метабазальтоиды) аспидной формации также типично раннегеосинклиальные. Погорюйская ритмичнослоистая и сосновская карбостромовая формации верхнесухопитской цикломы III порядка на территории внешних зон, возможно, являются гомологами формаций зрелого (позднего) этапа океанической стадии, охарактеризованного в статье А.В. Пейве с соавторами [1976].

В Вороговском прогибе внутренней зоны геосинклинали формации сухопитской цикломы, по-видимому, замещаются мощным комплексом зеленокаменно измененных граувакк, слюдястых сланцев, туфов, эффузивов, даек основного состава — исаковской толщей. В совокупности с многочисленными телами гипербазитов породы исаковской толщи образуют офиолитовую ассоциацию, типичную для эвгеосинклиналей на ранних этапах их развития [Книппер, 1975].

Породы тунгусикской цикломы накопились в позднегеосинклиальную стадию. Характерный общий признак этой стадии — отчетливое морфотектоническое расчленение геосинклиального прогиба, начавшееся еще в верхнесухопитское время. Ему соответствуют значительное разнообразие осадочных, магматических фаций и формаций, резкие колебания их мощностей.

Начало позднегеосинклиальной стадии совпадает с первой широкой гранитизацией рифейских пород — образованием тейского гранито-гнейсового комплекса, приуроченного к формирующимся поднятиям. По-видимому, ремобилизация вещества карельского гранито-метаморфического фундамента Приенисейского и Центрального поднятий — причина появления в составе тейского комплекса адамеллитов, микроклиновых гранитов, общей калиевой специализации большинства массивов комплекса. Тейская метасоматическая гранитизация способствовала росту гранито-метаморфического слоя поднятий и стимулировала тектоническую дифференциацию всей территории. Тейский комплекс (формация) гранито-гнейсов, вероятно, занимает в позднекембрийской геосинклинали кряжа место плагиогранитной формации переходной стадии многих фанерозойских геосинклиналей.

Становление формации гранитных батолитов известково-щелочного типа (татарский гранитоидный комплекс) относится ко второй половине позднегеосинклиальной ста-

дии и завершает ее. Формирование батолитов непосредственно предшествовало общему воздыманию территории Енисейского края – началу орогенной стадии.

Среди вулканитов позднегеосинклинали стадии широко распространены эффузивы и дайки контрастной липарит-базальтовой формации потоскуйской цикломы. Т.Я. Корнев [1978] считает, что эта ассоциация толеитовых базальтоидов со спилитами, дацит-липаритовыми порфирами, кварцевыми альбитофирами произошла за счет двух самостоятельных генераций магм: коровой кислотой и подкоровой базальтовой<sup>1</sup>. Это представление соответствует структурному положению главной массы вулканитов контрастной формации вдоль границ поднятий и приразломных прогибов – структур с существенно различным фундаментом (по бортам Ангаро-Тисского прогиба, вдоль Ишимбинской зоны разломов в Приангарье и т.д.).

В зонах приразломных прогибов в позднегеосинклинали стадии возобновились условия растяжения, произошли внедрение многочисленных малых тел и излияния эффузивов основного состава (габбро-диабазы токминского комплекса и т.д.).

В базальных горизонтах тунгусикской цикломы, преимущественно во внутренней зоне геосинклинали (Вороговский прогиб), встречены покровы и дайки андезит-базальтов "островодужного" типа (наблюдения автора по рекам Кутукасу, Солохе, Нижняя Сурниха) [Мионов, Ножкин, 1978].

Разнообразные осадочные и вулканогенные накопления позднегеосинклинали стадии подразделяются на две большие группы: комплексы прогибов и поднятий. Первые шире распространены в нижней части циклом III порядка, вторые – в их верхней половине (~ подразделения А и Б на рис. 5). В составе комплексов поднятий преобладают мелководные часто органогенные карбонатные отложения типа карбостромовых. Они латерально замещаются олигомиктовыми, аркозовыми, редко полимиктовыми обломочными пестроцветами. В какой-то мере комплексы поднятий сравнимы с геосинклинали орогенными формациями переходной стадии, по Н.П. Хераскову [1967]. В прогибах ведущую роль играют метаглинистые породы с горизонтами базальтоидов.

Особенности позднегеосинклинали стадии (тунгусикского цикла II порядка), вероятно, во многом объясняются неоднородностью догеосинклинали фундамента под крупными прогибами и поднятиями. Другая общая закономерность – неравномерное уменьшение мощности гранито-метаморфического слоя земной коры на запад, в направлении от древней платформы. Это подтверждается не только геофизическими данными [Крылов и др., 1967; Четвергов и др., 1975], но и исследованиями по латеральному изменению составов рифейских вулканогенных ассоциаций. На запад, к внутренней зоне геосинклинали наблюдается общее уменьшение отношения  $K_2O/Na_2O$ , силикатных компонентов ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и т.д.) и  $TiO_2$  при увеличении содержания фемических ( $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3 + FeO$ ) [Корнев, 1978; и др.].

Тектоническая классификация отложений чингасанского и чапского циклов неоднократно обсуждалась в печати [Постельников, 1971а, 1973; Ицков, 1970; и др.]. Обычно эти циклы рассматриваются как ранне- и позднеорогенный.

Тейско-Чапская группа впадин и Ангаро-Питский прогиб входят в выделенную мной систему краевых орогенных впадин, продолжающуюся в Присаянье [Постельников, 1975]. Наряду с признаками, роднящими такие системы с краевыми прогибами (формационный – моласса, флиш, флишоиды; историко-тектоническая позиция; структурная и седиментационная асимметрии и т.д.), намечаются и существенные их отличия. Они заключаются в первичной структурной разобщенности отдельных "ячей" системы, значительной индивидуальности их геологической истории, разной продолжительности развития "ячей".

Позднерифейские орогенные структуры и накопления в Вороговском прогибе сравнимы с образованиями межгорных впадин.

Магматизм чингасанского и чапского циклов также сравним с орогенным магматизмом фанерозойских эпигеосинклинали сооружений. Он связан с системами разломов, секущих геосинклинали структуры. Вулканиты и дайки трахибазальтовой формации чингасанской цикломы близки к девонским и верхнепалеозойским

<sup>1</sup> О формациях сходного типа см. также работу Т.И. Фроловой [1973].



сериям, выделенным А.А. Моссаковским [1975] в комплекс щелочных и субщелочных формаций. Гранит-лейкогранитная и гранит-граносиенитовая формации чингасанского цикла относятся к гранитно-щелочно-гранитной группе формаций фанерозойских орогенных систем. Они близки к орогенной формации субвулканических гранитов подвижных зон, по Ю.А. Кузнецову [1964].

Щелочно-базальтоидный и щелочно-сиенитовый магматизм чапского цикла проявился в позднеорогенных грабенах и приразломных: прогибах. Породы щелочно-базальтоидной формации близки к одноименной формации устойчивых областей, по Ю.А. Кузнецову [1964] и, вероятно, имеют мантийное происхождение. Несколько более молодая щелочно-сиенитовая формация, по А.В. Бозину, соответствует началу формирования платформенного чехла. По-видимому, она принадлежит к щелочно-сиенитовой группе коровых палингенных магм [Бородин, Похвиснева, 1977].

Из изложенного следует, что рифейский мегацикл включает ранне-, позднегеосинклинальную и орогенную стадии. Отмеченная стадийность отражает направленность рифейского геосинклинального процесса. Другая важнейшая его черта — повторяемость, цикличность. Выше было показано, что для геосинклинальных—орогенных разрезов рифея Енисейского края характерно полициклическое строение. Формации флишевого, аспидного, карбостромового и других типов, проявления гранитоидного и основного магматизма неоднократно повторяются на разных временных уровнях. Они несут черты как различия, так и значительного сходства между собой.

Позднерифейский геосинклинальный мегацикл включает подобные ему циклы II, III порядков и т.д. По некоторым признакам они также напоминают полные геосинклинальные циклы. Именно этим объясняется существующее мнение о полигеосинклинальности развития территории Енисейского края в рифее. Так, И.В. Воробьев [1969] и М.И. Волобуев [Волобуев, Зыков, Ступникова и др., 1976] выделяют на крае два рифейских геосинклинальных цикла. Образования сухопитской цикломы рассматриваются И.В. Воробьевым как собственно геосинклинальные, обломочные пестроцветы и вулканы красногорской свиты (нижняя часть потоскуйской цикломы) — как орогенные, а карбонатные отложения джурской свиты — как "квасиплатформенные". Гранито-гнейсовая формация (тейский комплекс), по И.В. Воробьеву и М.И. Волобуеву, завершает первый геосинклинальный цикл, сравненный М.И. Волобуевым и с гренильским циклом. Новая регенерация геосинклинальных условий начинается с накопления метапелитов и вулканитов шунтарской свиты. Этот второй геосинклинальный цикл продолжался до формирования пород ослянской, чингасанской и вороговской серий включительно. Орогенный этап соответствует накоплению моласс немчанской свиты.

Высказанное мнение не лишено оснований. Однако отсутствие на границе сухопитского и тунгусикского циклов полного комплекса признаков завершения геосинклинального цикла заставляет отнести к нему критически. Известно, что наступление эпигеосинклинального орогенного этапа сопровождается резкой сменой типов тектонических структур, принципиальной перестройкой предшествующего структурного плана [Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1976; Постельников, 1973; и т.д.]. Такой перестройки в предпотоскуйское время на территории края не было. В формационном отношении базальные обломочные горизонты красногорской свиты вряд ли можно назвать молассой; распространены они не повсеместно (см. описание потоскуйской цикломы). Контрастная липарит-базальтовая формация потоскуйской цикломы является типично позднегеосинклинальной, а не орогенной. Орогенные гранитоиды на этом рубеже также отсутствуют. Гранито-гнейсовая формация (тейский комплекс) тесно связана с формирующимися в позднегеосинклинальную стадию поднятиями. Т.Г. Павлова [1964], впервые выделившая ее как новый тип гранитных формаций, назвала ее гранито-гнейсовой формацией геосинклиналей на стадии тектонической дифференциации геосинклинального прогиба.

Вся совокупность структурных и формационных признаков завершения формирования континентальной земной коры и наступления континентальной стадии ярко проявлена на Енисейском крае только в позднерифейское время<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> Степень завершенности рифейских циклов II (для края) порядка может изменяться в разных регионах. Например, в более юго-восточных районах Сибири (в Северной Монголии, во внутренних частях Байкальской горной области) на уровне ~1000 млн. лет признаки (комплекс-показатели) окончания геосинклинального развития проявлены более отчетливо.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрев материалы по геологии позднедокембрийской геосинклинали Енисейского края, вернемся к вопросам об объеме рифейского геосинклинали цикла и полициклическом характере развития земной коры в рифее, поставленным в начале этой работы.

Ранне-, позднегеосинклиальная и орогенная стадии рифейской истории Енисейского края в совокупности образуют единый полный мегацикл, к концу которого земная кора охарактеризованного региона была окончательно консолидирована и причленилась к континентальному блоку Сибирской платформы.

Обосновывая объем рифейской группы по тектоническому или общегеологическому принципу, Н.С. Шатской еще в 1940–1950-е годы наметил границы рифея в стратотипических миогеосинклиналильных разрезах. Эти границы существенно не изменились за последние 30 лет.

Следуя тектоническому принципу, объем рифея на Енисейском крае следует считать равным объему охарактеризованного позднедокембрийского мегацикла. В рамках региональной стратиграфической шкалы он может несколько измениться в связи с уточнением границ (особенно нижней) этого мегацикла, но в целом соответствует общепринятому объему всего рифея.

Рифейский мегацикл и его стадии во многом напоминают океаническую, переходную и орогенную стадии фанерозойских геосинклиналией [Пейве и др., 1976; и т.д.]. Учитывая положение рифейской геосинклиналильной системы Енисейского края по периферии древнего кратона и ее рифтогенный характер, эти сравнения следует производить прежде всего с геосинклиналиями линейного (уральского) типа, возникшими на континентальной коре путем ее раскалывания и раздвигания.

Изложенные материалы подтверждают общий вывод Г. Шилле и Н.С. Шатского о принадлежности послекареельской истории Земли к единому гигантскому "периоду" — неогео [Stille, 1944, 1958; Шатский, 1960; и др.].

Важнейшая характеристика рифейского геосинклиналильного развития — его полициклическость, обусловленная сочетанием явлений повторяемости и направленности. В этой работе основное внимание было уделено формационной (вещественной) характеристике подобных циклов разного порядка. Однако циклическое развитие важнейших геосинклиналильных палеоструктур проявлено не менее ярко. Например, зоны растяжения с их глубинным магматизмом периодически фиксированы в породах и мощностях разрезов лишь в определенных (нижних) частях крупных циклов. В пространстве полициклический процесс выражался в неоднократном повторении сосуществующих обстановок растяжения (деструкции) в прогибах — сжатия (конструкции) на соседних поднятиях (тектонопары, в понимании А.И. Суворова [1976]).

Несомненно, что учет явлений циклическости весьма перспективен также при определении временных и пространственных закономерностей размещения различных видов полезных ископаемых.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ануфриев А.А.* Особенности строения отложений сухопитского и тунгусикского комплексов рифея в Восточном Заангарье Енисейского кряжа (в связи с поисками полезных ископаемых): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975.
- Балицкий Д.К., Пилипенко В.Н., Терещенко В.В.* Литолого-геохимическая характеристика рудовмещающих отложений сухопитской и тунгусикской серий рифея западной части Енисейского кряжа. — В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск, 1976, с. 5—12. (Труды /СНИИ ГГиМС, Красноярское отд-ние; Вып. 230).
- Белов В.П.* Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1964, № 1, с. 8—14.
- Белов В.П.* Геология и петрология кийского щелочного комплекса (Енисейский кряж): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1970.
- Белянкина М.Н.* Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 62—74.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А.* К вопросу о структурно-фациальной зональности рифейских отложений в заангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Вопросы геологии Красноярского кряя. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 9—21.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А.* Границы байкалид Енисейского кряжа и их положение в тектонической структуре Центральной Сибири. — Сов. геол., 1969, № 8, с. 14—26.
- Богданов А.А., Хаин В.Е.* Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. — В кн.: Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968, с. 207—241.
- Бородин Л.С., Похвиснева Е.А.* О закономерностях размещения щелочного магматизма на территории СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 9, с. 5—17.
- Бутаков Е.П., Кврпинский Р.Б., Устатов В.В.* Венд Тейско-Чапского района (Енисейский кряж). — Геол. и геофиз., 1975, № 8, с. 67—77.
- Вассович Н.Б.* О периодичности, ритмичности, цикличности, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и о соответствующей терминологии. Новосибирск, 1976, с. 12.
- Волобуев М.И.* Верхний архей Енисейского кряжа. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 398—403.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И.* Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. — В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1964, с. 8—58.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И.* Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири. — В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 96—123.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П., Белов В.П., Смирнова К.И.* К геохронологии эпигеосинклинальных орогенных формаций и главного геосинклинального складкообразования байкальской эпохи в Енисейском кряже. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 146—155.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П., Мясникова В.Л.* Возраст фундамента геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 39—47.
- Воробьев И.В.* К вопросу о вендско-рифейских осадочных формациях Енисейского кряжа. — В кн.: Вопросы геологии Красноярского кряя. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 327—341.
- Воробьев И.В.* Позднепротерозойская геосинклинальная система Енисейского кряжа и история ее развития: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1969.
- Вотах О.А.* Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968.
- Врублевич Е.И.* Нижнерифейские вулканогенные формации Верхневороговской синклинали на северо-востоке Енисейского кряжа. — В кн.: Новые данные к

- обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 110—112.
- Вызу А.И., Наздэйцев Б.М.* Стратиграфическое положение, состав и условия образования кординской свиты в восточной части Енисейского кряжа. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Кн. изд-во, 1975, с. 24—34. (Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края; Вып. 10).
- Гавриленко В.А.* Верхний рифей северо-восточной части Енисейского кряжа. — Сов. геол., 1972, № 11, с. 130—132.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968.
- Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий: Енисейский кряж. Л.: Недра, 1973.
- Дашкевич Н.Н., Яскевич В.И., Четвергов А.В.* и др. Глубинное геологическое строение западной части Сибирской платформы по геофизическим данным. — В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск: Кн. изд-во, 1970, с. 24—44.
- Долгунов Е.А.* Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 64—74.
- Долгунов Е.А.* Рифейская история развития и основные черты тектонического строения Енисейского кряжа (Заангарская часть): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1966.
- Журавлева З.А., Крылов И.Н., Постельников Е.С.* О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты осланской серии (верхний докембрий Енисейского кряжа). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 125—130.
- Забродин В.Ю.* Татарский глубинный разлом и Татарская зона смятия в Енисейском кряже. — Геол. и геофиз., 1974, № 8, с. 160—164.
- Забродин В.Ю.* Тектоническое районирование Енисейского кряжа по новейшим данным. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Кн. изд-во, 1975, с. 3—8. (Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края; Вып. 10)
- Забродин В.Ю., Бевзенко Е.А.* Верхнепротерозойский флиш Нижнего Приангарья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Кн. изд-во, 1975, с. 17—24. (Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края; Вып. 10).
- Зацепина Е.Ф.* О строении и соотношении разрезов тейской серии северной части Енисейского кряжа. — Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 6, с. 34—40.
- Ицков А.И.* Строение и условия образования позднедокембрийского орогенного комплекса Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1970.
- Келлер Б.М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973. (Итоги науки и техники. Сер. "Общая геология"; Т. 5).
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П.* и др. Достижения в разработке стратиграфической шкалы докембрия СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16—21.
- Кириченко Г.И.* Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. — Материалы ВСЕГЕИ, 1955, вып. 7, с. 3—26.
- Кириченко Г.И.* Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, т. 112, с. 3—48.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С.* Байкалиды юго-востока Сибири. — Труды/ГИН АН СССР, 1970, вып. 219.
- Клитин К.А., Палей И.П., Постельников Е.С.* Особенности морфологии структур восточной окраины Енисейского кряжа. — ДАН СССР, 1963, т. 152, № 5, с. 1204—1207.
- Клитин К.А., Палей И.П., Постельников Е.С.* Палеорифты обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 192—197.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. — Труды/ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.
- Ковригина Е.К.* Стратиграфия нижнедокембрийских метаморфических толщ Енисейского кряжа. — Бюл. науч.техн. информ. ОНТИ ВИЭМС. Сер. геол. месторожд. полезн. ископ., регионал. геол., 1967, № 7, с. 4—10.
- Ковригина Е.К.* Опыт формационного анализа метаморфических толщ на примере Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. — Труды/ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 158.
- Ковригина Е.К.* Тектоника Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по тектонике и магматизму Сибири. Л., 1977, с. 24—40. (Труды/ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 156).
- Ковригина Е.К., Ковригин Ф.П.* Магматические породы северо-западной части Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., 1967, с. 140—154. (Труды/ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 112).
- Ковригина Е.К., Подгорная Н.С., Петров С.Г.* и др. История геологического развития Енисейского кряжа в докембрии и основные элементы его металлогении. — В кн.: Региональные комплексные геологические исследования территории СССР: Результаты, задачи, перспективы. Л., 1975, с. 87—93. (Труды/ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 234).
- Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н., Воронов Б.Г.* Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-

- Востока СССР. — Сов. геол., 1970, № 3, с. 37—53.
- Комов И.Л.** О выделении Тейского магматического комплекса в Енисейском краяхе. — Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 144—146.
- Корнее Т.Я.** Габбро-норитовая интрузия южной части Енисейского краяха. — Геол. и геофиз., 1962, № 5, с. 34—43.
- Корнее Т.Я.** Магматические формации Енисейского полиметаллического пояса. — В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского краяха. Красноярск, 1976, с. 12—24. (Труды/СНИИГГиМС, Красноярское отделение; Вып. 230).
- Корнее Т.Я.** Латеральная и вертикальная изменчивость состава пород липарит-базальтовой формации в Енисейском краяхе. — Геол. и геофиз., 1978, № 7, с. 118—121.
- Корнее Т.Я., Давченко В.М., Бозин А.В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского краяха. М.: Недра, 1974.
- Крылов И.Н.** Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. — Труды/ГИН АН СССР, 1975, вып. 274.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П.** и др. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1967, № 2, с. 2—16.
- Кузнецов Ю.А.** Петрология докембрия Южно-Енисейского краяха. — Материалы по геол. Зап. Сибири, 1941, № 15 (57).
- Кузнецов Ю.А.** Енисейский краях: Общая сводка. — В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, т. 15. Восточная Сибирь, ч. 1, с. 71—75.
- Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
- Кутюлин В.А.** Проблемы петрологии базальтов. — Труды/ИГиГ СО АН СССР, 1972, вып. 189.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С.** Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.
- Лесафт А.В.** Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского краяха. — В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 112—116.
- Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щербя И.Г.** Олигостромовая формация и вопрос о псевдотилитах. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4, с. 40—49.
- Миронов А.Г.** Радиоактивные элементы и золото в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма в северной части Енисейского краяха: Автореф. дис. . . канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1973.
- Миронов А.Г., Ножкин А.Д.** Новые данные о верхнерифейском вулканизме северной части Енисейского краяха. — Геол. и геофиз., 1972, № 3, с. 133—139.
- Миронов А.Г., Ножкин А.Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский краях). Новосибирск: Наука, 1978. (Труды/ИГиГ СО АН СССР; Вып. 341).
- Морковкин В.Ф.** Вопросы генезиса габброидов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 66—77.
- Мосяковский А.А.** Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. — Труды/ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
- Мусатов Д.И.** Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967, с. 292—318.
- Мусатов Д.И., Волобуев М.И.** Некоторые вопросы геологического развития Енисейского краяха. — В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1964, с. 59—85.
- Наливкина Э.Б.** О кератофиро-спилитовой формации Южно-Енисейского краяха и возможной природе Касской магнитной аномалии. — Геол. и геофиз., 1965, № 1, с. 169—172.
- Нижняя граница рифея и строматолиты афебиа. М.: Наука, 1978. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 312).
- Обручев В.А.** Докембрий Енисейского краяха. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1. Докембрий СССР, с. 503—530.
- Обручев С.В.** Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского горста. — Изв. АН СССР. 7-я сер., 1929, № 4, с. 417—433.
- Обуэн Ж.** Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967.
- Осталчук В.И.** Глубинные разломы и эндогенная металлогения Зееангарской части Енисейского краяха. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Кн. изд-во, 1975, с. 8—17. (Материалы по геол. и полезн. ископ.: Красноярского краях; Вып. 10).
- Павлова Т.Г.** О новом типе гранитной формации на примере западной части Центрального Казахстана. — ДАН СССР, 1964, т. 156, № 4, с. 827—829.
- Пейве А.В.** Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С.** Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Мосяковский А.А.** и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геол., 1972, № 12, с. 7—25.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоменшвйн Л.П.** и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.

- Петров В.Г.* Архейские (?) породы северной половины Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 61—67.
- Петров В.Г.* Новые данные о проявлении протерозойского вулканизма в северной части Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 77—84.
- Петров С.Г., Решетова С.А.* Геология и петрография татарско-яхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа. — Труды/ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, т. 112, с. 108—139.
- Постельников Е.А.* Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа. — Геотектоника, 1971а, № 4, с. 40—53.
- Постельников Е.С.* О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чинганской серии (поздний докембрий Енисейского кряжа). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971б, т. 46, вып. 5, с. 54—65.
- Постельников Е.С.* Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). — Труды/ГИН АН СССР, 1973, вып. 243.
- Постельников Е.С.* Система позднерифейских орогенных прогибов на юго-западе Сибирской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 6, с. 29—40.
- Пузанов Л.С.* О характере сочленения Енисейского кряжа с прилегающими структурами Сибирской платформы. — Сов. геол., 1962, № 5, с. 135—139.
- Решения совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Рифейские отложения Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. (Труды/ИГиГ СО АН СССР; Вып. 168).
- Румянцев Э.Ф.* Некоторые особенности отложений красногорской свиты Енисейского кряжа. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 4, с. 32—37.
- Румянцев Э.Ф.* Средний рифей Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975.
- Салоп Л.И.* Геология байкальской горной области. М.: Недра, 1967. Т. 2.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. — Труды/ГИН АН СССР, 1962, вып. 68.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. — Труды/ГИН АН СССР, 1974, вып. 256.
- Солодкова Н.А.* Отложения верхней части верхнего рифея и венда Енисейского кряжа. — Стратиграфия, литология, условия накопления: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1972.
- Суворов А.И.* Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ. — ДАН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1154—1157.
- Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. М-6 1:5 000 000. М.: Наука, 1966.
- Туркин И.С.* Особенности докембрийских гранитоидов авангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 112—130.
- Ушкова А.И.* Карбонатные породы среднего и верхнего рифея юго-востока Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1974.
- Фролова Т.И.* Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 28—47.
- Хвн В.Е.* Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. Т. 1.
- Хвн В.Е., Волобуев М.И., Воробьев И.В.* и др. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5, с. 70—93.
- Херасков Н.П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 246—355.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.А.* Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. — Труды/ИГиГ СО АН СССР, 1972, вып. 141.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю.* К проблеме байкальской складчатости. — Геол. и геофиз., 1976, № 4, с. 18—29.
- Хомизури Г.П.* Развитие понятия "геосинклиналь". М.: Наука, 1976. (Очерки по истории геол. знаний; Вып. 18).
- Четвергов А.П., Яскевич В.И., Журавковский Б.А.* Результаты и задачи изучения геофизическими методами структур, контролирующих полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Кн. изд-во, 1975, с. 119—124. (Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края; Вып. 10).
- Шатский Н.С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—15. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геол. Проблема 8).
- Шатский Н.С.* Рифейская эра и байкальская складчатость. — Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 600—619.
- Юдин Н.И.* Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М.: Наука, 1968.
- Stille H.* Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte. Berlin, 1944.
- Stille H.* Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. Hannover, 1958.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава первая	
Структурное районирование . . . . .	8
Глава вторая	
Внешние зоны геосинклинали . . . . .	10
Фундамент геосинклинали . . . . .	12
Образования геосинклинального цикла . . . . .	21
Глава третья	
Внутренняя зона геосинклинали — Енисейский прогиб . . . . .	39
Фундамент геосинклинали . . . . .	—
Геосинклинальные образования . . . . .	42
Глава четвертая	
Возраст выделенных подразделений и сопоставление рифей внешних и внутренней зон	45
Глава пятая	
Позднерифейские отложения и магматизм во впадинах . . . . .	48
Глава шестая	
Тектоническая классификация структурных и возрастных подразделений . . . . .	62
Заключение . . . . .	65
Литература . . . . .	66

## CONTENTS

Introduction . . . . .	3
Chapter first	
<b>Structural zonation of the Yenisey Ridge . . . . .</b>	<b>8</b>
Chapter second	
<b>Exterior zones of the geosyncline . . . . .</b>	<b>10</b>
Basement of the geosyncline . . . . .	12
Formations of the geosynclinal cycle . . . . .	21
Chapter third	
<b>Interior zone of the geosyncline, the Yenisey downwarp . . . . .</b>	<b>39</b>
Basement of the geosyncline . . . . .	—
Geosynclinal formations . . . . .	42
Chapter fourth	
<b>Age of the established subdivisions and correlation of the Riphean of exterior and interior zones . . . . .</b>	<b>45</b>
Chapter fifth	
<b>Late Riphean sediments and magmatism in basins . . . . .</b>	<b>48</b>
Chapter sixth	
<b>Geotectonic classification of structural and age subdivisions . . . . .</b>	<b>62</b>
Conclusion . . . . .	65
References . . . . .	66



**Евгений Сергеевич  
Постельников**

**ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ  
РАЗВИТИЕ  
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА  
В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ**

**Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР**

**Редактор А.В. Копп**

**Художник Л.С. Кассис**

**Художественный редактор И.Ю. Нестерова**

**Технический редактор Н.М. Петракова**

**ИБ № 17112**

**Подписано к печати 10.03.80. Т-03966  
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 6,3. Уч.-изд.л. 6,8  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1088. Цена 1 руб.**

**Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**

**1 руб.**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**