

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
ИСТОРИЯ  
СЕВЕРО-  
ВОСТОКА  
АЗИИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н.П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

(Сибирская платформа  
и Верхояно-Чукотская складчатая страна)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1981



**В а с и л ь к о в с к и й Н.П.** Геологическая история Северо-Востока Азии (Сибирская платформа и Верхояно-Чукотская складчатая страна). М.: Наука, 1981. 308 с.

Сравнительный анализ геологических формаций позволил рассматривать природу Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской системы с позиций необратимого развития этих регионов в ходе преобразования океанического ложа в структуры континентальной коры. При изучении геологической истории юга Сибирской платформы подтвердились концепция Черского—Обручева—Зюсса о "древнем темени Азии". Тунгусская и Виллойская синеклизы трактуются как области, не подвергавшиеся складкообразованию и ныне лишенные гранито-гнейсового слоя коры, трапповый же магматизм Сибири унаследован от океанического толеит-базальтового слоя. Толкование срединных массивов как древних ядер зарождения и роста континентальной коры утверждает океаническое начало истории Верхояно-Чукотских мезозонд, необратимый ход геосинклиального развития которых привел к не вполне еще завершеному преобразованию океанического ложа в складчатую систему.

Табл. 1, ил. 68, библиогр: с. 283—306 (472 назв.).

Ответственный редактор  
академик Ю.А. КОСЫГИН

---

Николай Петрович В а с и л ь к о в с к и й  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ  
(Сибирская платформа и Верхояно-Чукотская складчатая страна)

*Утверждено к печати  
Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР*

Редактор *М.Ю. Хотин*. Редактор издательства *Н.М. Митяшова*  
Художник *С.Б. Генкина*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*. Корректор *Т.И. Шеполова*

ИБ № 21375

Подписано к печати 20.03.81. Т — 03164

Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл. печ. л. 19,3 + 0,3 вкл. Уч.-изд. л. 24,0

Тираж 750 экз. Тип. зак. 77. Цена 3р. 60к.

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

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга Н.П. Васильковского охватывает огромный диапазон вопросов, связанных с геологическим строением и геологическим развитием одного из ключевых регионов Земли — области Азиатского континента, примыкающей к Тихому океану.

С этой областью связаны наиболее активные и глубоко зарождающиеся в теле Земли геологические процессы настоящего и прошлого. Выбор такого региона убедительно аргументирован автором, поскольку этот регион обеспечивает оптимальные условия для наиболее всестороннего рассмотрения историко-геологического развития осадочной оболочки в ее континентальном и океаническом вариантах, с их особенностями осадконакопления, тектогенеза и магматизма.

Особенное преимущество работы по сравнению с выпускаемыми в свет многочисленными сборниками и коллективными монографиями заключается в том, что она написана одним человеком, крупным ученым, обладающим огромным опытом.

Научный и стилистический почерк, идейное содержание работы являются едиными, и автор справедливо отмечает, что "рассмотрение этих (геологических. — *Ю. К.*) объектов с единых позиций и по единой методике должно устранять элементы эклектики, почти неизбежные в коллективных региональных геологических обобщениях".

Фундаментальные работы Э. Ога, Э. Зюсса, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, В.В. Белоусова, М.Н. Тетяева, Э. Аргана и многих других ученых оставляют заметный след в нашей профессиональной научной геологической памяти. Такие работы знают все. На них постоянно ссылаются, они представляют собой определенные системы, формирующие в совокупности наши геологические знания.

Монография Н.П. Васильковского представляет собой крупный и интересный научный труд, обобщающий в едином ключе огромный геологический материал и содержащий важные теоретические выводы. Автор пишет, что характеристику области он дал по литературным источникам, используя их более двух тысяч. Однако в работе совершенно не ощущается "компиляционный" дух. Автор везде говорит от себя, и он вдохновлен собственными идеями, которые приводит последовательно и хорошо обосновывает. Автор как бы втягивает читателя в свой творческий процесс и заражает его своей увлеченностью.

Объем исходных данных и обобщений, включенных в монографию, далеко выходит за рамки собственно геологической документации и приводит нас в сферу геотектонических гипотез. А именно гипотезы пока играют наибольшую роль в трактовке вопросов о направлении тектонического развития Земли, о роли геосинклиального

процесса в этом развитии, об историко-геологических соотношениях континента и океана и т.д. Такая ситуация приводит автора к необходимости конструировать гипотезы, которые, естественно, нельзя рассматривать как окончательные научные истины.

Действительно, сейчас трудно отдать предпочтение какой-либо из "ведущих" геотектонических гипотез, а путь к истине еще долг, тернист и извилист.

В вопросах эволюции магматизма, выяснения возможности существования районов "сквозной" седиментации с раннего докембрия, сохранения реликтов океанической коры "автор, конечно, имел в виду, — пишет Н.П. Васильковский, — как гипотетичность построений и выводов его предшественников, так и спорность принятой им концепции".

Такая самокритическая позиция свойственна, к сожалению, далеко не всем исследователям, особенно тем из них, которые увлекаются наиболее "молодыми" гипотезами. В сущности говоря, только так может относиться к своим гипотетическим построениям настоящий ученый. Ведь гипотеза — не окончательная научная истина, а всего лишь инструмент научных исследований, прокладывающий путь к ней.

Гипотеза имеет практический смысл, если могут быть указаны способы ее проверки. Гипотеза, стоящая вне возможности проверки на некоторое обозримое будущее и для которой, следовательно, такие способы не могут быть указаны, остается на уровне общих идей, не представляющих пока руководства к действию для ученых и практиков. Естественно, что высказываемым Н.П. Васильковским гипотезам могут быть противопоставлены альтернативные суждения. Это не значит, что автор ошибается, он ставит вопросы, вызывающие дискуссию и, следовательно, способствующие развитию науки. Кстати говоря, гипотезы, выдвигаемые автором, относятся к классу проверяемых. Рассмотрим некоторые из них.

Во-первых, автор считает, что геосинклинали на первых этапах развития представляют собой арены преобразования океанической коры в складчатые геосинклинальные области, или, иными словами, преобразования океанической коры в континентальную. Так, в частности, он в ряде мест монографии указывает применительно к Афанбарскому и Алданскому щитам, что геосинклинальная область им понимается как базальтовое океаническое ложе, подвергнувшееся расчленению геосинклинальными поднятиями на отдельные седиментационные прогибы, и принимается за начало геосинклинального этапа. Этому может быть противопоставлена возможность новообразования геосинклиналей в различных районах земной поверхности и на различных этапах истории Земли, т.е. можно рассматривать развитие геосинклиналей как деструктивно-конструктивный процесс. Очевидно, что для проверки этих альтернативных гипотез могут быть поставлены специальные исследовательские работы, связанные с проникновением в недра Земли при помощи бурения, геофизики, петрохимических исследований глубинных свидетелей — ксенолитов и т.д.

Во-вторых, автор сомневается в возможности широкой базификации, грандиозных обрушений и горизонтальных перемещений литосферных плит, так как эти процессы "требуют дополнительных уси-

лий, вероятно превышающих возможности земных недр". Эта энергетическая концепция автора также имеет альтернативу. Можно полагать, что перечисленные процессы обеспечиваются энергетическими ресурсами Земли. К решению данного вопроса, по-видимому, можно пойти путем физико-математических расчетов, которые основываются на количественных данных, характеризующих массы, реологические и термические свойства соответствующих геологических объектов.

Отмечу попутно, что широта поставленных проблем и огромный объем охваченного в работе фактического материала не оставляют автору времени и места для анализа количественных данных при рассмотрении как энергетики тектонического процесса, так и вопросов накопления осадочных формаций, магматизма, метаморфизма и геохимии. По принимаемому автором положению, "эффузивы и вообще вулканогенные породы являются в конечном счете основным исходным материалом для образования осадочных и других вторичных горных пород". Эта точка зрения почти общепризнана, но и она имеет альтернативу. Так, наши знания о начальных стадиях развития Земли еще настолько туманны, что представляют возможными как образование первых осадочных пород в среде бушующей вулканической стихии, так и первые извержения вулканических продуктов на уже сформировавшиеся толщи слоистых осадочных пород. Подходы к решению этого вопроса пока еще очень неясны.

"Почти нет сомнения, — пишет автор, — что эти эвгеосинклинальные формации продолжают океанические и часто не отделяются от них четкой границей". Думается, что некоторое сомнение еще остается и что нет достаточных оснований для разграничения океанических и эвгеосинклинальных формаций. Ведь, действительно, в большинстве случаев еще совершенно не исследовано, на каких формациях залегают эвгеосинклинальные формации с проявлением инициального магматизма. Не ясно также, что можно называть океаническими формациями и можно ли говорить об океаническом геосинклинальном ряде формаций.

В работе много места уделяется континентальной и океанической корам, их взаимоотношениям и взаимопереходам. Мне думается, что в этих вопросах, лежащих в основе большинства современных геотектонических гипотез, всегда необходимо соблюдать принцип специализации, т.е. не допускать смешения признаков пространств. Океанические и континентальные коры в геофизическом смысле — это не то же самое, что эти коры в геологическом (петрографическом) смысле. Конечно, между "геологическими" и "геофизическими" корами (для "геологической" коры мы предпочитаем название "осадочная оболочка") нет функциональной связи, но должна существовать корреляционная связь, притом не ложная, поскольку "коры" обеих специализаций генетически связаны с процессом развития Земли. Однако эти корреляционные связи еще очень плохо исследованы в силу отсутствия или недостаточности геологических (петрографических) данных для больших глубин. Очевидно, выяснение этих связей зависит от возрастания возможностей бурения и может быть намечено только в очень далекой перспективе.

Отметим еще одно существенное различие между "геофизической" корой и осадочной оболочкой. Первая нам известна только по результатам современных измерений, т.е. для современной эпохи, а вторая прослеживается на миллиарды лет геологической истории. Поэтому трудно говорить о "геофизической" коре прошлого, поскольку о ней мы просто не располагаем никакими данными. Вряд ли можно согласиться с автором, который, например, говорит о коре субокеанического типа (а это термин геофизической природы) для конца архея Анабарского щита.

Вообще же представления Н.П. Васильковского о геологическом строении и развитии рассматриваемой территории очень интересны. Так, привлекает пристальное внимание его совершенно новая концепция строения Сибирской платформы и области так называемого Северо-Азиатского кратона в целом. Эта концепция должна и может быть проверена. Традиционному представлению о сплошном распространении дорифейского складчатого комплекса (фундамента) Н.П. Васильковский противопоставляет возможность развития платформенного чехла на ложе, состоящем из океанических формаций, с которым чехол может быть связан в платформенных впадинах "сквозным" геосинклинальным развитием.

Н.П. Васильковский также пишет об отсутствии дорифейского фундамента в пределах большей части Верхояно-Чукотской складчатой страны, многими исследователями считающейся эпикратоном, и об эпикокеанической природе мезозоид Северо-Востока СССР.

"Эпикратонная" концепция развивалась и мной в многочисленных публикациях по докембрийской тектонике Сибири, но я рад появлению равноправной альтернативной концепции, что должно гальванизировать научную мысль и активизировать научный поиск.

Кстати говоря, Колымский массив, тектоническая природа которого вызывает особенно оживленные дискуссии, Н.П. Васильковский рассматривает не как обломок кратона, а как геодантиклиналь.

С удовлетворением можно принять идею автора о зафиксированности современных островных дуг и окраинных материковых вулканических поясов в течение длительного времени развития, охватывающего несколько эр. Однако в таком случае Камчатско-Корякская кайнозойская геосинклиналь, тесно связанная с современной островной дугой и имеющая давнюю геологическую прелюдию, не могла в начале мелового периода входить в пределы океанического бассейна.

Монография Н.П. Васильковского является бесспорно крупным вкладом в развитие геологической науки, особенно применительно к Востоку СССР. В ней поставлено большое количество острых вопросов, касающихся геологического строения и развития различных районов Востока СССР. Эта работа вызовет дискуссию, создаст стимулы эволюции геологической мысли, направленные к познанию закономерностей размещения и поискам разнообразных полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока.

### О НЕОБРАТИМОМ РАЗВИТИИ И ПРОЦЕССАХ ДЕСТРУКЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Северо-Восток Азии (далее кратко Северо-Восток) с прилегающими на востоке морями и островами представляет собой область перехода от Азиатского континента к Тихому океану, включающую почти все ее структурные звенья — от древнейших щитов до островных дуг и далее до глубоководных желобов и океанического ложа.

Господствуют представления об эпикратонной природе этой области. В гранито-гнейсовых выступах Анабарского, Алданского, Сино-Корейского щитов и в многочисленных так называемых срединных массивах большинство геологов видят фрагменты кристаллического фундамента, или комплекса основания, деградировавшего Северо-Азиатского кратона, распространявшегося некогда до островных дуг и даже прилегающих частей океана. Считается, что кратон сформировался в раннем архее (по другим авторам, в архее и раннем протерозое) и затем до конца его представлял собой подвергавшийся повсеместной денудации протоконтинент (протоплатформу). Деградация последнего, начавшаяся с позднего архея или раннего протерозоя, выразилась в неоднократном заложении на обрушавшихся (или прогибавшихся) блоках сиалической коры геосинклинальных седиментационных бассейнов, превращавшихся в различные эпохи тектогенеза в складчатые пояса. Сформировался геосинклинальный складчатый комплекс, отделенный от комплекса основания генеральным несогласием. Нахождение угловых несогласий в самом геосинклинальном комплексе послужило причиной выделения в нем ряда повсеместных структурных этажей и тем самым утверждения полициклического хода геосинклинального развития, протекавшего в разных частях области до раннего — среднего кембрия, позднего палеозоя, позднего мезозоя, а в зоне островных дуг и до кайнозоя. Поэтому структурные этажи обычно связывают с байкальским, каледонским, герцинским, мезозойским циклами тектогенеза, считая, что на Северо-Востоке Азии складкообразованием альпийского цикла была охвачена только зона островных дуг. Каждый из циклов якобы начинался заложением геосинклиналей на ранее сформировавшихся структурах или непосредственно на архейском кристаллическом фундаменте и заканчивался образованием новых складчатых сооружений.

Наибольшую роль сыграли складчатые процессы мезозойского цикла, когда образование новых материковых структур распространилось по существу на всю область Северо-Востока. Но в конце мезозоя наступил особый этап тектоно-магматической активизации,

охватившей ранее стабилизовавшиеся районы. В течение этого этапа или несколько позднее на месте погружавшихся древних жестких массивов образовались глубокие впадины окраинных морей, тогда как в зонах островных дуг в складкообразование были вовлечены и кайнозойские отложения. Таким образом, в течение всей послепалеоэоценовой истории в пределах Северо-Востока якобы уживались две противоположные тенденции: с одной стороны, деструкция ранее образованных структур с возрождением геосинклинальных прогибов, а с другой – формирование новообразованных складчатых поясов. Главной закономерностью здесь являлось чередование повторявшихся друг друга геологических циклов. Одни из геологов вслед за Ю.А. Билибиним [1948, 1955] в рамках каждого из циклов видели прежде всего направленный ход событий, другие же стремились находить различия между циклами и тем самым близко подходили к признанию общей направленной эволюции области, принимая все же цикличность за главную закономерность геологических процессов.

Эта схема, конечно, представлена здесь в упрощенном виде. Она развивается в различных вариантах большинством ведущих геологов с фиксированных позиций. Начало подобным представлениям было положено еще в 20–30-х годах Г. Штилле [1964], утверждавшим, с одной стороны, глобальную периодичность (цикличность) тектогенеза, а с другой – распад всеобщего протоконтинента (панплатформы) Мегатетиса, включавшего Северо-Азиатский кратон, на комплексе основания которого происходило неоднократное возрождение (регенерация) ортогеосинклиналей. Применительно к Сибирской платформе, якобы распространявшейся до Чукотки, представления о деструкции ее докембрийского фундамента и заложении на нем геосинклиналей высказывались еще в середине 30-х годов [Обручев, 1934; Херасков, 1935; Кропоткин, Херасков, 1939; Кропоткин, Шаталов, 1936], а применительно к Китайской платформе – почти в конце 20-х годов [Шейнманн, 1937]. Позднее эта же схема (или близкие к ней) была отражена в многочисленных работах как советских, так и зарубежных геологов и служила методической основой для составления ряда тектонических карт и обобщений [Атласов и др., 1964; Богданов, 1963; Боголепов, 1967; Геологическое..., 1965; Геологическое..., 1966; Геология СССР, т. 19, 1966; Геология Сибирской..., 1966; Косыгин, 1962; Косыгин и др., 1962; Тектоническое..., 1964; Салоп, 1964, 1967 и др.; Смирнов, 1963, 1976 и др.; Спрингис, 1958; Структурно-формационная..., 1973; Тектоника..., 1966; Тектоническая..., 1966; Тектоника..., 1975].

Другая система деструкционных представлений – мобилистская, иногда в сочетании с первой, стала находить приложение к восточным районам Азиатского континента сначала в работах Т. Кобаяси [Kobayashi, 1941], предполагавшего откалывание от континента и перемещение на восток блока Японских островов, а затем в работах Ли Сыгуана [1958], развивавшего геодинамическую концепцию вихревых движений подкорового вещества и больших горизонтальных перемещений коры. В связи с возросшей популярностью гипотезы литосферных плит и идей "новой глобальной тектоники"

мобилистский подход к толкованию геологической природы районов Северо-Востока получил развитие в работах В.Н. Пучкова [1964], П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой [1965], И.И. Берсенева [1970] и многих зарубежных ученых [Le Pichon, 1968; Karig, 1971; Sugimuga, Uyeda, 1973; и др.].

Между тем автор неоднократно высказывался против существования в истории Земли глобальных тектоно-магматических циклов и, следуя основным положениям Н.С. Шатского [1946, 1964], В.И. Попова [1938, 1957] и В.Г. Бондарчука [1946, 1961 и др.], утверждал направленное развитие земной коры, в ходе которого главной геологической закономерностью являлась не периодичность тектогенеза, а необратимая эволюция коры по составу и строению, лишь осложнявшаяся гетерохронными импульсами непрерывно протекавших тектонических и магматических процессов [Васильковский, 1959, 1960, 1963а, 1964а].

Корни эволюционных идей уходят в глубь XIX столетия. Еще в первой его половине они утверждались в геологии в борьбе против катастрофизма Ч. Ляйелем, а в биологии — Ч. Дарвином. В начале второй половины прошлого столетия Дж. Холл ввел понятие о превращении крупных седиментационных прогибов в складчатые горы, а Дж. Дана развил его в стройное учение о геосинклиналях, высказав впервые мысль о том, что следствием геосинклинального горообразования являлось разрастание континентов. Однако эволюционные представления долгое время не находили благоприятной почвы, так как считались очевидными признаки деструкции континентов, т.е. процессов, противоположных их росту. Имелись в виду факты, толковавшиеся как совокупность структурных и палеонтологических свидетельств о сухопутных связях ("мостах") между континентальными массивами, о их бытом единстве. Считая уровень Мирового океана постоянным или подверженным незначительным колебаниям, нарушение этих связей объясняли только крупными вертикальными (а позже горизонтальными) перемещениями материковых блоков и образованием при этом глубоководных геосинклинальных бассейнов и целых океанов.

До 20-х годов нашего столетия существовало мнение о повсеместном распространении на базальтовой "постели" гранитной оболочки, рассматривавшейся как первичная кора затвердевания расплавленно-жидкой Земли. На основании веских геологических и геофизических данных это мнение было отвергнуто, но представления о "гранитном" начале истории формирования коры и уничтожении ее "гранитного" слоя под возникавшими и глубоко погружавшимися океаническими впадинами, некоторыми геосинклинальными бассейнами и другими седиментационными прогибами удержались до сих пор. Вероятно, это служило другой важной причиной, тормозившей развитие эволюционных идей в геологии, в которую, особенно под влиянием работ Э. Ога, Г. Штилле и других ученых, прочно вошло учение о геологических циклах. Большую роль играло и не подкрепляемое достоверными данными утверждение о геологической молодости океанических и глубоководных морских водоемов. Но это не

могло остановить все большего признания реальности формирования континентов на почве океанической коры путем последовательного обрастания и спаивания их древнейших ядер складчатыми поясами.

Вопреки сложившимся представлениям об образовании геосинклиналей только в пределах материковых блоков литосферы была показана возможность отсутствия под ними гнейсового фундамента. Наряду с энсиалическими геосинклиналями стали находить и энсиматические, образовавшиеся на океанической коре [Милановский, 1929], причем А.Д. Архангельский [1947] ввел деление геосинклиналей на внутриматериковые — на мощной сиалической коре, краевые — на тонкой сиалической коре и океанические — на симатическом основании. А.Н. Мазарович [1951, 1952] связал эти типы бассейнов в геолого-исторический ряд: первичный океан → океан — геосинклиналь → геосинклиналь → платформа. В.И. Попов [1957 и др.] различал соответствующие им стадии развития коры — внутриокеаническую, окраинную, внутриконтинентальную. Этим было положено начало формированию, главным образом в СССР, системы представлений о поступательно-необратимой эволюции земной коры, связанной с глубинными процессами преобразования, дифференциации и движения земного вещества, совершавшегося в ходе развития Земли.

Зарождение этой концепции происходило в то время, когда было сравнительно мало данных по региональной геологии континентов, еще меньше — о глубинном строении коры и мантии, о строении же дна глубоких морей и океанов не было известно почти ничего. По мере накопления за последние 30—40 лет таких данных, как правило подтверждавших главные положения концепции, становились все яснее ее преимуществ перед деструкционными гипотезами в силу большего соответствия общим закономерностям течения процессов в неорганической природе, обычно подчиняющимся правилам Ле Шателье и Гиббса, основным началам термодинамики. Ставя под сомнение утверждения об огромных масштабах гипотетической базификации сиалической коры (вопреки направленности физико-химических и петрологических процессов в условиях возрастания давления и температуры в глубь Земли), о грандиозных обрушениях легких материковых блоков и целых континентов с погружением их в вязкий и тяжелый мантийный субстрат (в нарушение закона Архимеда и принципа изостазии) и о еще более грандиозных горизонтальных перемещениях литосферы по гипотетической астеносфере с предполагаемой жесткостью (как сталь), концепция необратимого развития эндогенных процессов не переоценивает энергетических возможностей Земли. Явления в ней совершаются с наименьшей затратой энергии.

Вероятно, все это, не говоря о данных региональной геологии, приводило хотя бы к частичному признанию различных вариантов концепции или отдельных ее положений все большим числом ученых. В частности, Н.С. Шатский, возражая против неокатастрофистских и мобилистских тенденций в геологии, еще в 1946 г. писал, что "развитие земной коры — процесс необратимый. Образовав-

шие платформы не превращаются вновь в геосинклинальные области. Исключением являются, может быть (разрядка моя. — Н. В.), только некоторые геосинклинали, расположенные по окраинам складчатых областей, но это явление не оказывает влияния на общую направленность процесса” [Шатский, 1946, с. 22–23]. Однако наиболее последовательно и полно концепция складывалась в работах В.Г. Бондарчука и В.И. Попова. Отчасти под влиянием работ В.И. Попова решительным сторонником концепции необратимости эволюции коры с 1959 г. стал также автор, но с тем отличием, что отрицал, как не имеющую фактической и теоретической почвы, ритмичность (периодичность) тектогенеза, а также то, что в образовании “базальтового слоя коры отводил значительную роль не только подводному вулканизму, но и процессам седиментации и последующего метаморфизма” [Васильковский, 1970, 1978], в образовании “гранитного” слоя — также и процессам гранитизации. Наконец, автор признает целесообразность сохранения понятия о геосинклинальных областях, в которое он [Васильковский, 1960, с. 16] впервые вложил новый для того времени смысл — как арены преобразования океанического ложа в складчатые материковые области, а океанической коры в континентальную (рис. 1).

Эта концепция, не вступая в противоречия с положениями фундаментальных наук, подтверждается, как полагает автор, всей совокупностью наиболее достоверных геологических и геофизических данных. Принятый в ней механизм формирования и преобразования как вещественного состава, так и структуры коры частью наблюдается в современных процессах, частью запечатлен в изучаемых геологических объектах и всегда находит объяснение в результатах петрологических экспериментов; он вполне обеспечен (правда, плохо поддающимися учету) энергетическими ресурсами планеты, подвергавшейся не только разогреванию, но и гравитационному сжатию. Как уже отмечалось, в этом отношении концепция выгодно отличается от деструкционных гипотез, так как базификация, грандиозные обрушения или горизонтальные перемещения литосферных плит требуют дополнительных усилий, вероятно превышающих возможности земных недр. Возрастание давления и температуры в глубь коры и мантии обуславливали термодинамическую причинность общего необратимого хода совершавшихся в недрах физико-химических и связанных с ними механических процессов, хотя в силу неоднородности коры и мантии, а также ряда других причин первые могли иметь различные скорости, а вторые — и переменный знак.

Автор категорически возражает против крайних деструкционных идей фиксистского толка и, хотя не пришел ни к положительному, ни к отрицательному отношению к неомобилистским гипотезам, считает несостоятельным такой главный аргумент и фиксистов и неомобилистов, как возможность нарушения былых палеогеографических связей и “мостов” миграции и обмена фаунами и флорами между континентами только путем их обрушения или горизонтального раздвижения на очень большие расстояния. Не только автором [Василь-

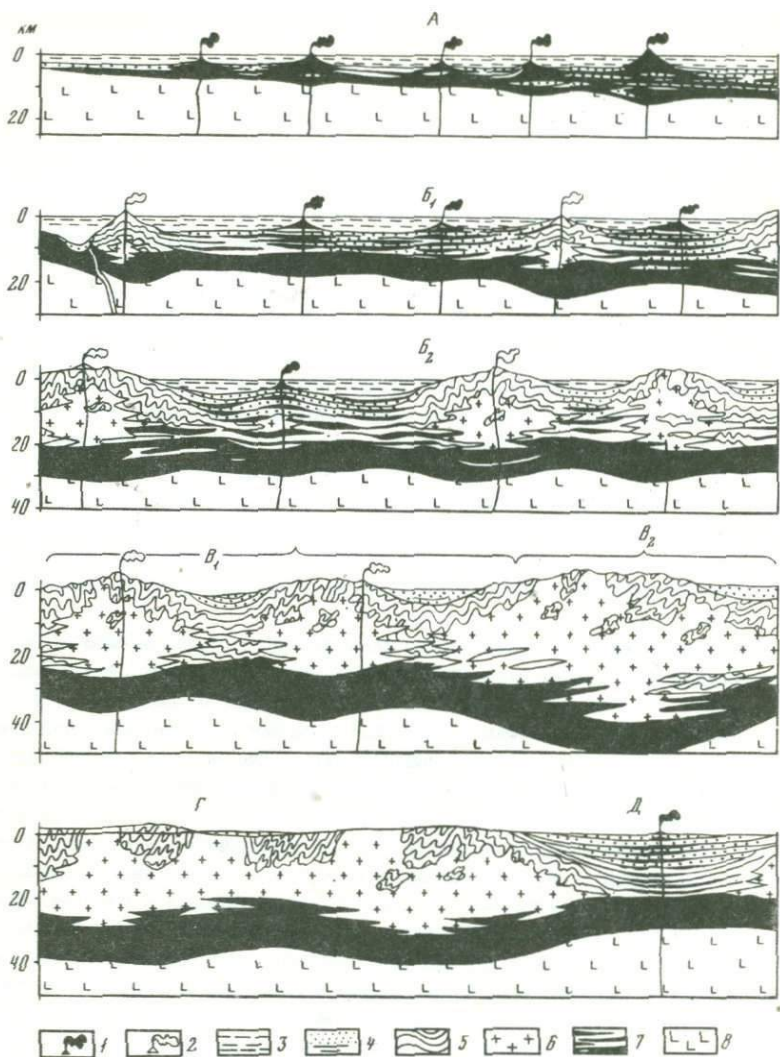


Рис. 1. Схема развития земной коры [Васильковский, 1959]

Этапы: А — океанический (образование океанической коры);  $B_1$ ,  $B_2$  — геосинклинальный (образование гранитно-метаморфического слоя коры в геосинклинальных зонах со стадиями:  $B_1$  — подводного развития,  $B_2$  — островных дуг и гряд);  $B_1$  — раннеорогенный с остаточными геосинклинальными прогибами;  $B_2$  — позднеорогенный; Г — платформенный; Д — эпикоеаническая область, не испытавшая геосинклинально-орогенного развития.

1, 2 — вулканы: 1 — базальтовые, 2 — андезито-липаритовые; 3 — вода; 4 — неметаморфизованные толщи; 5 — метаморфические толщи; 6 — граниты, гранито-гнейсы; 7 — «базальтовый» слой коры; 8 — верхняя мантия

ковский, 1973], но и другими учеными показана реальная возможность настолько значительных эвстатических колебаний уровня Мирового океана в геологическом прошлом, что они вполне могли как нарушать, так и восстанавливать палеогеографические связи между всеми материками путем образования временных "мостов" и мелководных пространств между ними.

По-видимому, неомобилистские построения и выводы — пока только гипотезы, не только привлекающие к себе всеобщее внимание, но и встречающие серьезную критику. Результаты личных исследований не приводили автора к необходимости привлечения их для объяснения особенностей строения каких-либо регионов (Средняя Азия, Алтай—Саянская область, Дальний Восток), по крайней мере не выходя за рамки умеренных допущений горизонтальных перемещений в пределах от десятков до сотен километров. Тем не менее авторы считают, что неомобилизм, утверждающий не столько процессы создания и вещественной эволюции коры, сколько процессы ее эпизодического разрушения и больших перемещений, не мешает концепции направленного развития и в умеренном варианте совместим с ней. У Дж. Вильсона, Э. Крауса, П.Н. Кропоткина концепция эволюции и неомобилизм как будто бы уживаются между собой. Можно отчасти согласиться с П.Н. Кропоткиным [1964, с. 79], писавшим по этому поводу следующее: "Это противоречие (между талассогенезом и кратоногенезом. — Н.В.) снимается в том случае, если принять, что на основной генеральный процесс роста коры накладываются крупные горизонтальные движения с растяжением и разрывом материковой коры (разрядка моя. — Н.В.).

#### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ

20 лет назад автор совместно с А.А. Предтеченским и А.А. Семеновым пытался подойти к выяснению общего хода геологического развития Алтай—Саянской складчатой области методом формационного анализа. Были построены литолого-формационные разрезы для большинства структурных зон и составлена серия палеогеографических карт. Авторам удалось выявить общую последовательность формирования структур области, нашедшую отражение в необратимом ходе процессов вулканизма и седиментации [Васильковский, 1963а; Васильковский и др., 1964б]. Выводы из этой работы противоречили сложившимся в то время представлениям о повсеместном распространении главных структурных этажей, якобы отвечающих в Алтай—Саянской области байкальскому, каледонскому и герцинскому циклам тектогенеза, о заложении всех структур на раннедокембрийском фундаменте и поэтому были встречены с недоверием. Неудовлетворен был и автор, но не только схематичностью проделанной работы (оставшейся к тому же незавершенной), но и ограниченностью объекта изучения — его внутриматериковым положением и сравнительно узкими возрастными рамками (поздний

докембрий – палеозой) геосинклиналичного развития. Возникло стремление направить усилия на те регионы, где представлен более полный и разнообразный ряд разновозрастных структур.

В этом отношении привлекала область перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Действительно, следуя на восток от внутренних районов Северо-Востока, можно видеть смену древнейших щитов палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими складчатými поясами, а затем современными геосинклиналичными морями, островными дугами и далее вплоть до океанического ложа. Именно здесь существует наиболее полный ряд структур – от древнейших участков очень сложной континентальной коры и промежуточных ее типов до примитивной океанической. Представлялась заманчивой возможность установить, является ли этот латеральный ряд геолого-историческим, выражающим последовательные стадии направленно развивающейся коры, или это, как считают, результат полициклического преобразования древнего Северо-Азиатского кратона.

Автор поставил общую задачу – шаг за шагом критически рассмотреть особенности строения и формирования крупных структур Северо-Востока и на этой основе подойти к их синтезу. Важнейшими частными задачами явились: выяснение действительной природы выступов метаморфических пород (“срединных массивов”), решение вопроса о повсеместности или локальности распространения структурных этажей, эволюции магматизма, геологической истории каждой из структурных зон, характере сочленений между ними, выяснение возможности существования структурных зон или регионов “сквозной” седиментации с раннего докембрия и сохранения в их пределах внутриматериковых реликтов океанической или субокеанической коры и т.д. Ставя перед собой подобную цель, автор, конечно, имел в виду как гипотетичность построений и выводов его предшественников, так и спорность принятой им концепции. Это обязывало к строго объективному отношению к геологическим данным и столь же объективному разбору и выбору различных, подчас альтернативных вариантов их интерпретации.

Для достижения поставленной цели выбран хотя и не универсальный, но достаточно эффективный и проверенный путь – геолого-исторический, основанный главным образом на фашиально-формационном анализе всех доступных и пригодных для этого данных по стратиграфии, литологии и петрографии геологических объектов. Путь этот очень трудоемкий, но оправдывающий себя и тем, что рассмотрение этих объектов с единых позиций и по единой методике должно устранять элементы эклектики, почти неизбежные в коллективных регионально-геологических обобщениях.

На картах, разрезах и стратиграфических колонках показана принадлежность осадочных и магматических образований к важнейшим группам формаций. Под последними принято понимать, как правило, близкофашиальные, иногда и разнофашиальные, но обычно разнопородные парагенетические сочетания пород, отражающие в усредненном виде режим эндогенных и экзогенных процессов и ту физико-географическую обстановку, в которой они проявлялись.

Принятая классификация и формации здесь не описываются, так как понимание их, как правило, однозначно. Однако необходимы следующие пояснения. Целесообразен геолого-исторический подход при объединении формаций в главные группы, представляющие собой эмпирически установленные естественные ряды. Каждый из них отражает развитие основных типовых геотектонических регионов и совершившихся в их пределах процессов седиментации, магматизма и тектонических движений. К таким крупным регионам прежде всего относятся: 1) ложе океана; 2) депрессионные зоны геосинклинальных областей, именуемые обычно геосинклинальными прогибами; 3) геоантиклинальные зоны геосинклинальных областей; 4) платформы. Они рассматриваются не статически, а в развитии. Например, геоантиклинали развиваются в крупные антиклинории, депрессионные зоны — в синклинории, а те и другие — в сложные складчатые пояса, в конечном итоге — в платформы. Естественно, что такие генеральные пути развития неизбежно находили отражение в последовательной смене формаций соответствующих рядов. При этом, конечно, допущена их генерализация, хотя осложнения хода развития структур приводили к возникновению формаций побочных рядов.

Такой подход в общем оправдал себя при предварительном формационном анализе, выполненном для Северо-Востока около 12 лет назад [Васильковский, 1968]. Ранее сходные результаты были получены и для Алтае-Саянской области. Поэтому оказалось возможным внести лишь сравнительно небольшие коррективы в генерализованную классификацию формаций, принимавшуюся для этой области. Для обоих названных регионов был в достаточной мере обоснован главный вывод об энсиматической природе эвгеосинклинальных зон, с образования которых начинался геосинклинально-орогенный процесс. Этот вывод иногда делали и раньше, в последнее же время к нему подошло подавляющее большинство геологов, хотя многие из них остались приверженцами мнения о вторичности симатической основы эвгеосинклиналей, якобы являющейся результатом базификации или раздвижения материковых блоков. О несостоятельности подобных предположений, как и о гипотетичности роли авлакогенов в зарождении эвгеосинклиналей, сказано ниже. В силу этого автор не может отказаться от утверждения эпиокеанической природы эвгеосинклиналей и вообще геосинклинальных систем по крайней мере как рабочей гипотезы.

Принимается, что в течение всей обозримой геологической истории в пределах Северо-Востока существовали четыре упомянутые главные области седиментации и магматизма. В связи с этим выделены главные формационные ряды: океанический, геосинклинально-депрессионный, геосинклинально-геоантиклинальный и орогенных поясов, платформенный. В настоящее время первый ряд практически трудно отделить от второго, и их пришлось объединить. Зато в качестве четвертого включен ряд квазиплатформенный. Он включает формации, подобные платформенным, но отлагавшиеся в эпиокеанических бассейнах, не вовлекавшихся в законченный процесс геосин-

клинально-орогенного развития. Формации остаточных геосинклинальных прогибов, конечно, входят в геосинклинально-депрессивный ряд, формации наложенных прогибов — в геоантиклинальный (геосинклинально-геоантиклинальный) ряд, в ту его часть, которая отвечает орогенному этапу, когда и образуются эти прогибы.

Для сжатости изложения во многих местах понятие о формации сужено до вкладываемого в него только литологического или петрографического содержания. Например, говоря об эффузивах спилито-диабазовой, андезитовой, липаритовой формаций (петрографические или магматические формации Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, В.И. Попова, Ю.А. Кузнецова), мы имеем в виду, что эти петрографические ассоциации являются главным магматическим компонентом таких более сложных парагенетических сочетаний, как спилито-кремнистая, морская терригенно-вулканогенная или наземная осадочно-вулканогенная формация.

Как известно, эффузивы и вообще вулканогенные породы являются в конечном счете основным исходным материалом для образования осадочных и других вторичных горных пород. Такую же роль играют и некоторые интрузивные породы, но по степени участия в строении коры они, безусловно, уступают вулканическим. Именно поступлению вулканических продуктов из верхней мантии принадлежит главная роль в аккумуляции вещества коры, хотя значительная его часть в итоге входит в кору в преобразованном виде. Эволюция вулканизма в истории Земли и ее главных геотектонических областей несомненно отражала эволюцию коры в этих областях, хотя иногда, даже на ранних этапах их развития, вулканизм уступал место и свою роль процессам или седиментации, или гранитизации. Следовательно, вулканогенные породы, даже если они принимают небольшое участие в сложении формации, иногда могут характеризовать то состояние (и соответствующие ему процессы) верхней мантии и коры, которому отвечает данная формация в данной структурной зоне. Иными словами, вулканические породы могут служить индикаторами стадийного состояния коры. Это обстоятельство привело к необходимости отмечать даже незначительное участие вулканического материала в слоистых комплексах. То же может относиться и к интрузивным формациям.

В большинстве случаев первичный состав и формационная принадлежность метаморфических толщ определены изучавшими их геологами и петрографами, но в некоторых случаях метаморфические комплексы не расшифрованы. В этом случае стратифицированные амфиболиты, основные гнейсы и кристаллические сланцы, некоторые зеленокаменные породы, зеленые сланцы и другие метабазиты бывают приняты за метаморфизованные основные эффузивы (включая в них силлы) и пирокласты или осадочные продукты их дезинтеграции, ассоциирующие с ними кварциты — за метаморфизованные кремнистые осадки биогенного или хемогенного происхождения, а высокоглиноземистые, высокожелезистые и высококремнистые парагнейсы и парасланцы — за терригенные и хемогенные (глинистые, крем-

нисто-глинистые, кремнисто-железистые и др.) осадки и т.д. Мигматиты, гранито-гнейсы и вообще породы, подвергшиеся ультраметаморфизму, расшифровке, как правило, не поддаются.

В составе древнейших метаморфических комплексов первично-вулканогенные кислые породы встречаются несравненно реже, чем основные. Это связано с тем, что метаморфизму подвергались главным образом формации, подобные эвгеосинклинальным или вообще отвечающие ранним этапам развития геосинклинальных областей. Но, как впервые показала Н.В. Фролова [1951 и др.], на начальных этапах накопления исходных пород древнейших докембрийских комплексов геосинклинали и платформы еще не существовали. Имеются основания полагать, что обстановка того времени почти всюду была сходна с океанической — протоокеанической [Васильковский, 1960, 1963а, 1970; Павловский, Марков, 1963; Васильковский и др., 1964; Павловский, 1964, 1970; Пейве, 1969; Попов, 1957; и др.]. Это подтверждается анализом данных, приведенным в монографии. Из того же анализа следует, что океанические формации, характеризующиеся толентовым составом исходных вулканических продуктов, участвуют и во всех более молодых комплексах, вплоть до кайнозойских, хотя, как уже говорилось, их трудно отличить от эвгеосинклинальных. Можно все же полагать, что обычно океанические формации обладают сравнительно небольшой суммарной мощностью, сравнимой с мощностью океанической коры (5–7 км). Достаточно же древние из них более насыщены базитами или метабазитами, возможно и кремнистыми породами, тогда как в эвгеосинклинальных формациях роль базитов меньше, чем осадочных пород, среди которых обычно преобладают не только органические, но и терригенные, преимущественно грауваккового состава. Это связано с тем, что океанические формации отвечают удаленным от источников сноса глубоководным пелагическим обстановкам, а эвгеосинклинальные — соответствуют прогибавшимся островным бассейнам типа современных окраинно-океанических архипелагов. Интенсивное поступление терригенного материала с материковой суши и особенно с островов подавляло аккумуляцию продуктов подводного вулканизма еще до его угасания.

Сейчас почти нет сомнения, что эвгеосинклинальные формации в достаточно глубоко эродированных разрезах складчатых областей продолжают океанические, часто не отделяясь от них четкой границей. Мало того, автору неизвестны достоверные факты несогласного налегания эвгеосинклинальных толщ непосредственно на ранее смятые, метаморфизованные и прорванные гранитоидами складчатые комплексы, тем более на гранито-гнейсовое основание. Подобные взаимоотношения очень редки и могут быть встречены только в узких краевых зонах эвгеосинклинальных бассейнов. Можно также утверждать сосуществование четырех главных рядов формаций на протяжении всех послепротоокеанических этапов развития Земли, но при все большем распространении формаций геоантиклинально-орогенного и платформенного рядов.

По-видимому, большинство геологов отнесли бы предлагаемую последовательность к геосинклинально-депрессиионному ряду формаций:

1) морские (и океанические) вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации с большим (до решительного преобладания) участием в них автохтонных продуктов подводного толеито-базальтового вулканизма: диабазовая, спилито-диабазовая, спилито-кератофировая, спилито-кремнистая, спилито-кремнисто-граувакковая, спилито-терригенно-карбонатная и др.;

2) то же, но с подчиненным (до очень небольшого) участием преимущественно автохтонных производных толеитового вулканизма;

3) морские осадочные формации - терригенные (включая аспидную и терригенный флиш), терригенно-кремнистые, существенно кремнистые, терригенно-карбонатные, карбонатные и другие, без заметного участия производных базальтового или иного вулканизма;

4) то же, с небольшим участием преимущественно аллохтонных вулканических продуктов от андезитового до липаритового состава;

5) морская моласса без участия или с участием аллохтонных продуктов вулканической деятельности от андезитового до липаритового состава (вулканогенная моласса);

6) наземная моласса - без участия или с участием продуктов вулканической деятельности.

Здесь приведен идеальный формационный ряд, действительно встречающийся в некоторых структурных зонах Северо-Востока. Отдельные члены этого ряда могут выпадать или, что бывает редко, сменяться в несколько иной последовательности (например, при эпизодических вспышках подводного вулканизма на более поздних стадиях развития бассейна). Первые два ряда, иногда и третий, обычно квалифицируют как эвгеосинклинальные образования, но первый из них может соответствовать океанической обстановке. Вулканический материал в них исключительно автохтонный и соответствует толеитовой магме, хотя позже местами появлялись эффузивы от щелочно-базальтового до трахитоидного состава, преимущественно натровые. Возрастание участия терригенного и особенно грубообломочного материала в составе мощных толщ знаменует расчленение эвгеосинклинального (или океанического) бассейна разрушающимися геоантиклинальными поднятиями или связано с окраинным положением геосинклинали вблизи древних структур, уже причленившихся к материковому блоку. В это время начинается и все большее погружение прогибов, особенно интенсивное при заполнении их молассой. Последние три члена ряда характеризуются увеличением (иногда очень значительным) роли аллохтонного вулканического материала.

Перечисленный набор можно увеличить, включив в него переходные разновидности, но важно то, что формации настолько тесно связаны в разрезе и в латеральном направлении, что между ними

можно проводить преимущественно условные границы. Они составляют обычно непрерывные комплексы отложений, выполнявшие все более расчленявшиеся и сокращавшиеся в размерах бассейны или прогибы. По краям последних, или, что то же, на крыльях геосинклинальных структур, имеются несогласия, но преимущественно локальные, сглаживающиеся в сторону прогиба и появляющиеся, как правило, после образования первых трех членов ряда.

Формации геосинклинальных зон не составляют столь последовательного ряда. Входящие в них осадочные породы часто представлены теми же литологическими типами (терригенные и карбонатные породы), но без заметного участия кремнистых пород, обычно образовавшихся здесь по вулканическому пеплам; флиш, как правило, отсутствует. Важным отличием формаций являются сокращенные мощности толщ, разделяемых перерывами и несогласиями, а также участие мелководных, прибрежных и континентальных фаций, которые в формационной последовательности депрессионного ряда характерны главным образом для самых поздних членов. Значительное участие вулканических продуктов не обязательно, но часто они играют исключительно большую роль, особенно в геосинклиналях первой генерации, возникавших непосредственно на почве базальтовой коры [Васильковский, 1960]. Вулканизм эволюционировал в общем гомодромно от подводного толеитового до наземного андезитового и липарито-дацитового. На начальном этапе (подводная стадия развития островных дуг) уже поступали не только толеитовые, но и более кислые и щелочные базальтоиды до трахиандезитов, на главном этапе (надводный этап развития островных дуг) — продукты преимущественно щелочноземельного или известково-щелочного ряда (главным образом андезитовая формация) и на позднем, орогенном этапе — наиболее кислые продукты (липаритовая и липарито-дацитовая формации), часто щелочные, с калиевым уклоном. Иногда посторогенному этапу отвечают наземные плато-базальтовая и трахибазальтовая формации.

Интрузивный магматизм эволюционировал также гомодромно от формаций ультраосновных пород (начальный, преимущественно подводный этап развития островных дуг) к формациям габброидов, плагиогранитов, нормальных гранитов, иногда до внедрения нефелиновых сиенитов и калиевых щелочных гранитов. В ходе формирования островных дуг происходили складчатые деформации, возникали локальные несогласия, на глубине на отдельных участках проявлялся региональный метаморфизм. Начинались процессы гранитизации; зарождались "вкрапления", затем появлялись более крупные участки "гранитного" слоя коры. В течение этапа формирования островных дуг в смежных геосинклинально-депрессионных зонах подводный базальтовый вулканизм обычно не прекращался, хотя аккумуляционный его эффект подавлялся накоплением больших масс терригенных осадков. Это обуславливало латеральное замещение формаций геосинклинального ряда формациями геосинклинально-депрессионного ряда, в частности пород андезитовой формации породами спилито-диабазовой формации.

Дальнейший рост геосинклинальных структур первой генерации приводил к превращению их в складчатые кордильеры, а затем в крупные складчатые сооружения с причленением их к материковым блокам. Этот этап условно можно назвать орогенным, хотя четкого естественного рубежа с предыдущими стадиями формирования островных дуг провести нельзя. На этом этапе "гранитный" слой коры приобретал широкое региональное распространение; возникали наложенные прогибы и соответствующие им геологические формации, хотя все еще сохранялись остаточные геосинклинально-депресссионные зоны — прогибы.

В платформенный ряд входят как мелководно- и прибрежно-морские, так и лагунные и континентальные формации, образование которых происходило после того, как формирование континентальной коры с ее гнейсо-гранитным слоем завершилось на очень больших пространствах. Платформенные формации отличаются также очень длительным перерывом, предшествовавшим их образованию, и обычным залеганием на гранито-гнейсовом фундаменте в пределах огромных пространств. Их состав, сравнительно малая мощность, близкое к горизонтальному залегание, незначительное участие вулканических пород отражают спокойный тектонический режим и слабое проявление вулканической деятельности, правда несколько оживляемое в зонах тектоно-магматической активизации. Вместе с тем они в большей степени, чем геосинклинальные формации, отражают климатические обстановки, что выражается в более значительном распространении угленосных, красноцветных и эвапоритовых отложений.

Важен вопрос распознавания формаций платформенного или геосинклинально-орогенного ряда в локальных структурах, именуемых срединными массивами. Некоторые ассоциации пород (особенно осадочных) того и другого ряда настолько сходны, что в стремлении видеть в "срединных массивах" фрагменты распавшейся древней платформы их часто квалифицировали как платформенные образования. В монографии показано, что чехол подавляющего большинства таких массивов Северо-Востока образован формациями не платформенного, а геосинклинально-орогенного ряда, как правило замещающимися на близких расстояниях геосинклинально-депресссионными формациями. Андезитовый (до липарито-дацитового) вулканизм срединных массивов типичен для развивающихся геосинклинальных структур типа островных дуг и не свойствен стабильным платформам, для которых обычны формации платобазальтов.

Палеонтологическое обоснование стратиграфии и корреляция разрезов автором не выполнялись. Он опирался на опубликованные результаты многочисленных геологических исследований и на выводы специальных региональных стратиграфических совещаний. Почти все данные по литологии, петрографии, геологическому и радиометрическому возрасту изверженных пород и, наконец, данные по тектонике отдельных структурных зон также почерпнуты главным образом из опубликованных (более 2000) работ, число которых в списке литературы сокращено.

## СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Докембрийские породы в пределах Северо-Востока занимают наибольшие площади в трех районах. Первый из них отвечает Анабарскому шиту, второй – Алданскому шиту, Становому поясу и восточной части байкалид, третий – Сино-Корейскому шиту.

Первые два района обычно рассматривают как крупнейшие выступы кристаллического фундамента Сибирской платформы, причем считают, что он всюду распространен на глубине и под огромными просторанствами Тунгусской и Вилуйской синеклиз. Ниже предложена иная трактовка строения этих пространств, поэтому термин "Сибирская платформа" мы будем употреблять лишь для удобства изложения материала.

Разделение докембрия принято согласно шкале, одобренной 1–2 апреля 1964 г. Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о Земле АН СССР. Границе между археем и протерозоем отвечает абсолютный возраст  $2500 \pm 100$  млн. лет, а протерозой разделяется на нижний, средний и верхний отделы с возрастом границ между ними, а также между протерозоем и кембрием  $1900 \pm 100$ ,  $1600 \pm 50$  и 570 млн. лет. Рифей принимается как синоним верхнего протерозоя и делится на нижний, средний и верхний рифей с возрастом границ между ними  $1100$ – $1200$  и  $650$ – $700$  млн. лет.

Принятие новой шкалы, стандартизовавшей проведение геохронологических границ между общепринятыми основными стратиграфическими подразделениями докембрия, безусловно, сыграло положительную роль. Но вместе с тем возникли трудности при увязке с ней данных, относящихся к прошлым десятилетиям. Это вызвано переводом, например, в нижний протерозой комплексов пород, считавшихся архейскими, когда за верхнюю границу архея принимали абсолютный возрастной уровень порядка 2000 млн. лет. Главное же то, что и в настоящее время источником ошибочных геологических выводов может являться или не всегда понятая природа объекта радиометрического изучения, особенно полиметаморфических пород, или нечетко поставленная задача такого изучения.

Существующая методика абсолютной геохронологии, несмотря на достигнутые возможности достаточно точного определения изотопных отношений, пока еще не настолько совершенна, чтобы получаемые датировки уверенно относить к одному из множества событий, которые оставили свой отпечаток на Древней метаморфической породе, имевшей сложную предысторию и историю своего образования в целой цепи преобразований. Далеко не всегда удастся различить те датировки, которые можно отнести: 1) к исходному материалу, представленному, например, реликтовыми минералами или их ассоциациями мантийной или базитовой протокоровой природы; 2) к кристаллизации базальтовой магмы; 3) к гранитизации, переработавшей в про-

цессе ультраметаморфизма в мигматизацию и генерацию гранитовой магмы, а затем и к ее кристаллизации; 4) к прогрессивному региональному метаморфизму; 5) к его нисходящей ветви, не оторванной от прогрессивной, или к ретроградному метаморфизму, оторванному и не зависящему от нее; 6) к цепи других наложенных процессов, оказавших динамическое или температурное воздействие, таких, как метасоматоз, гидротермальная переработка, в том числе погружение на очень большие глубины, складкообразование, наконец, эрозия, уничтожившая целое складчатое горное сооружение и переместившая к земной поверхности зоны, находившиеся ранее в условиях высоких давлений и температур.

Это не весь перечень факторов, каждый из которых в каких-то условиях мог оказаться способным остановить ход "радиометрических часов", исказить их показание или положить начало новому отсчету времени. Отбирая пробу, геолог, как правило, не отдает себе отчета, для какого из перечисленных и других геологических событий он рассчитывает получить радиометрическую дату. Да и вряд ли можно ставить такую задачу для полигенных пород без специального петролого-минералогического, геохимического и геологического их изучения. Попытки такого изучения уже не единичны, но они не всегда приводили к однозначным выводам; с примерами такого рода мы столкнемся ниже.

Геолог обычно стремится получить максимальные датировки, относя их ко времени прогрессивного метаморфизма, якобы полностью стершего следы всех более ранних событий. Возраст исходных пород при этом, конечно, считается еще более значительным. Мало того, полагая, что прогрессивный метаморфизм мог происходить только в процессе складкообразования и сопровождавшего его интрузивного магматизма, максимальными датировками можно определять и время завершения формирования образованной метаморфическим комплексом складчато-метаморфической структуры, которая, с позиций полициклизма, создана одновременно с другими подобными структурами данного структурного этажа, пояса, фундамента и пр. При этом, с нашей точки зрения, произвольно опускается вполне реальная возможность проявления датируемого прогрессивного метаморфизма даже в амфиболитовой и гранулитовой фациях задолго до складчатости. Это могло происходить как в обстановке погружения комплекса исходных пород на очень большую глубину, так и в условиях сильнейших стрессовых напряжений или высокой геотермической аномалии, вызванной восходящим потоком тепломассы в виде горячих глубинных флюидов, либо в силу сочетания этих факторов. Подтверждением сказанному служит выявление среди базальтоидов, поднятых с участков океанического дна, не испытывавших складкообразования, но метаморфизованных в зеленосланцевой, местами и в амфиболитовой фациях [Силантьев, 1978].

По-видимому, при большом разбросе определений возраста далеко не всегда оправданно принятие максимальных значений лишь на том основании, что меньшие из них должны относиться к наложенным процессам. Максимальные K-Ar значения могут быть результатом

"кристаллизационного захвата" избыточного аргона в ходе приноса летучих из глубинных расплавов [Амшинский, 1973]; возможно поступление из мантийных источников также и избыточного стронция.

Нельзя исключить и того, что максимальные значения иногда могут быть реликтовыми. В частности, в изверженных породах могут оказаться ксеногенные минералы и минералы-включения, не имеющие прямого отношения к расплаву, возраст кристаллизации которого мы хотим определить. Это тем более относится к метаморфизованным терригенным осадочным породам, образовавшимся за счет более древних комплексов. Нечего и говорить, что порядок кристаллизации магматических или перекристаллизации метаморфических пород может быть растянут на многие десятки, может быть, сотни миллионов лет. Кстати, обращает на себя внимание, что чаще всего максимальные значения относятся к пироксенам, цирконам, монацитам, ортитам и другим наиболее ранним кристаллогенным и ксеногенным минералам.

## АНАБАРСКИЙ ЩИТ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ РАЙОНЫ

### АНАБАРСКИЙ ЩИТ

#### Кристаллический комплекс архея

В ряде своих работ М.И. Рабкин [1959; Рабкин, Вишнеvский, 1971 и др.] в разрезе анабарского архея выделяет серии: 1) далдынскую, слагающую ядра антиклинориев и состоящую из кристаллических сланцев основного состава с подчиненными им кварцитами и линзами карбонатных пород, отличающихся высоким значением Mg/Ca; 2) верхнеанабарскую, залегающую на крыльях структур и состоящую из слоистых гнейсов и плагиогнейсов с основными кристаллическими сланцами (10-15%), из пачек и прослоев кварцитов и высокоглиноземистых пород; 3) хапчанскую, залегающую главным образом в синклинориях и сложенную высокоглиноземистыми, карбонатными и известково-силикатными породами. Нерасчлененные повторно метаморфизованные породы комплекса М.И. Рабкин объединил в верхнеломуйскую "серию", вероятно включающую породы предыдущих серий. Распределение серий показано на рис. 2, а их сводный разрез - на рис. 3 (колонки 1,2). Суммарная стратиграфическая мощность оценивается в 20 км, но, судя по метаморфизму в гранулитовой фации пород всех серий, далдынской же и верхнеанабарской - в подфации очень больших давлений - до 10 кбар (глубинность 30-35 км) и температур до 800-900°C [Рабкин, Вишнеvский, 1971], можно предполагать, что выше них располагались более молодые и менее метаморфизованные образования мощностью несколько километров. Вполне вероятно их наличие под рифейско-кембрийским чехлом, перекрывающим значительную часть структуры щита.

В силу дорифейской эрозии первоначальная толщина коры уменьшилась и стала равной 35-40 км, но местами она достигает 45-

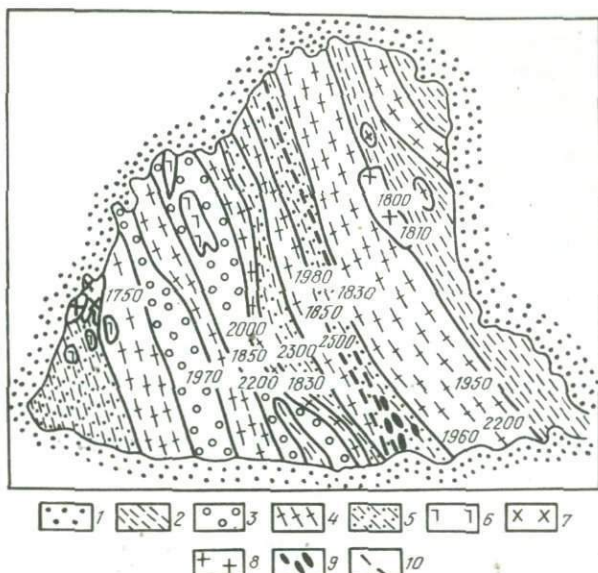


Рис. 2. Строение Анабарского шита по М.И. Рабкину [1959 и др.]

1 — рифей, дорифейский комплекс; 2—5 — серии: 2 — хапчанская, 3 — верхнеломуйская, 4 — верхнеанабарская, 5 — далдынская; 6—9 — интрузивные породы: 6 — анортозиты, 7 — аляскитовые граниты, 8 — порфириновые граниты, 9 — перидотиты и пироксениты; 10 — разломы. Цифры — значения абсолютного возраста по А.Я. Крылову [Тугаринов, Войткевич, 1966]

48 км [Беляевский, 1974; Фотиади и др., 1978]. Это значительно больше суммарной мощности метаморфического комплекса, что можно объяснить его скупиванием, вызванным дорифейским складкообразованием. Породы всех серий смяты в крупные складки северо-северо-западного простирания, осложненные мелкой складчатостью. Гранулитовым породам подчинены породы, метаморфизованные в амфиболитовой, в меньшей степени в зеленосланцевой фациях, рассматриваемые М.И. Рабкиным и Б.Г. Лутцем как результат наложенного метаморфизма.

Среди интрузивных пород, занимающих не более 10% площади шита, М.И. Рабкиным выделены (от древних к более молодым): 1) доорогенные, вошедшие в гнейсовый комплекс и неотделимые от него; 2) доорогенные и раннеорогенные (?), образующие пластовые тела перидотитов, пироксенитов и более поздних палингенных чарнокитовых гранитоидов; 3) орогенные, связанные с гнейсами порфиробластические биотито-роговообманковые граниты, граносиениты и гранодиориты и прорывающие их аляскитовые граниты, сливающиеся с полями мигматитов и сопровождающиеся пегматитами.

По отдельным К-Аг датировкам [Тугаринов, Войткевич, 1966 и др.], главным образом по амфиболам и флогопитам, верхний пре-

дел образования метаморфических пород первых двух серий кристаллического комплекса определен в 2500–2300 млн. лет. Исходные породы могут быть и древнее, что подтверждается указаниями М.И. Рабкина и А.Н. Вишневого на то, что для бластомилонита и пироксена из основных и ультраосновных пород, залегающих в далдынской серии, получены единичные значения – соответственно 3040 и 2530–4020 млн. лет. В то же время большинство датировок, независимо от принадлежности проб к гнейсам всех трех серий (включая хапчанскую) верхнеломуйской "серии" и к гранитоидам всех возрастных групп, укладывается в интервал 2200–1750 млн. лет. Все это служит основанием полагать, что исходные породы далдынской и верхнеанабарской серий начали подвергаться метаморфизму еще до образования хапчанской серии, где-то в интервале 2500–2300 млн. лет. Возможно, к этому же интервалу относятся и интрузивные породы первой и частью второй групп. Затем, уже в раннем протерозое, происходило образование исходных пород хапчанской серии, интервал же 2200–1750 млн. лет отвечает длительному орогенному этапу, в течение которого внедрялись интрузивные породы третьей группы, а региональный метаморфизм охватил и хапчанскую серию. Верхний возрастной предел интрузивного процесса определяется двумя К–Аг определениями, полученными для посторогенных анокситов р. Куонамки, – 1830 и 1735 млн. лет.

К подобным выводам пришли А.И. Тугаринов и Г.В. Войткевич. Однако и М.И. Рабкин и А.Н. Вишевский [Геохронология..., 1968] сочли весь кристаллический комплекс более древним, испытавшим прогрессивный метаморфизм около 3550±500 млн. лет назад, а затем – повторный метаморфизм. Основанием для такого вывода послужили U–Th–Pb определения возраста по трем пробам: монацита из биотитового гнейса, монацита из пегматита и циркона из пегматита. По отношениям изотопов свинца получены значения от 1100 до 3750 млн. лет, причем М.И. Рабкин принял значение 3550±500 млн. лет, полученное для монацита из пегматита, как наиболее отвечающее времени образования пегматитов и структуры самого щита; гнейсовый комплекс, по его мнению, может быть еще древнее. Исходя из сказанного в "Общих замечаниях", а также учитывая, что выводы базировались только на данных по трем пробам, чрезмерное удревление возраста формирования структуры щита следует считать недостаточно обоснованным.

По М.И. Рабкину и А.Н. Вишевскому, К–Аг значения в интервале 2120–1750 млн. лет являются "снивелированными", отражающими "какие-то наложенные интенсивные геологические процессы, обусловившие региональное омоложение изотопного возраста пород" [Геохронология ..., 1968, с. 27]. Однако, судя по петрографическим описаниям, гранитоиды и пегматиты не подверглись заметному влиянию процессов, выходящих за рамки автометасоматоза, причем образование гранитоидов, в частности аляскитов, тесно связано именно с ультраметаморфизмом комплекса.

Следовательно, региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, основной этап складкообразования и внедрение гранитоидов уклады-

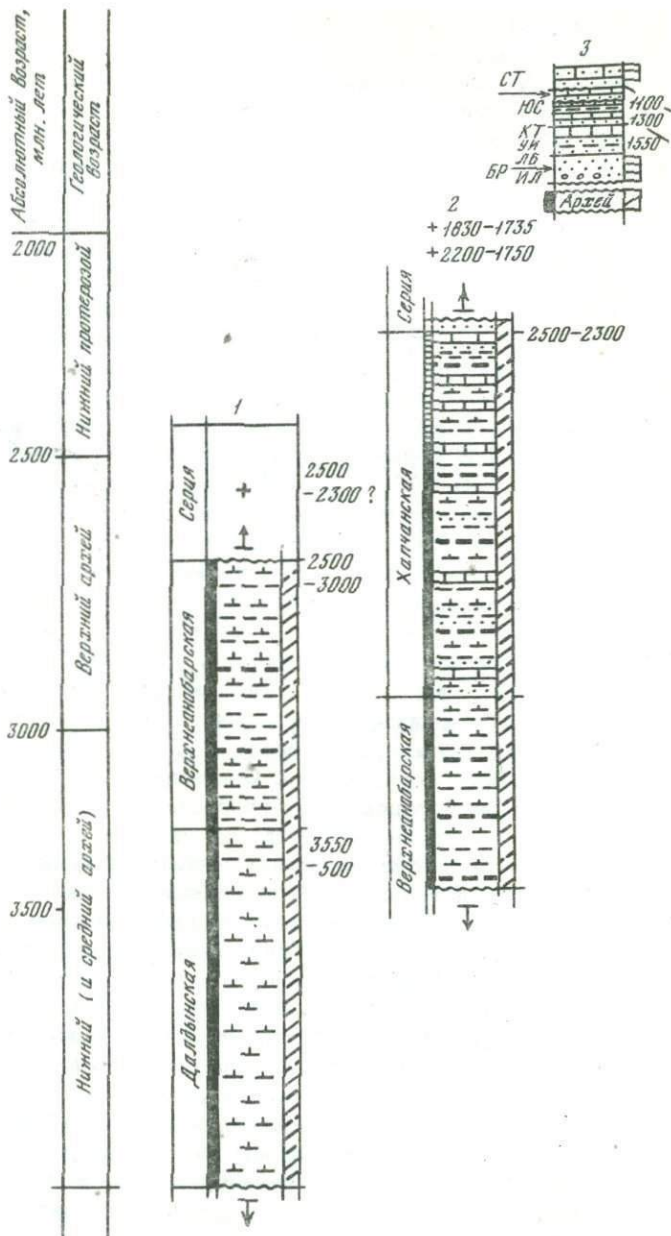
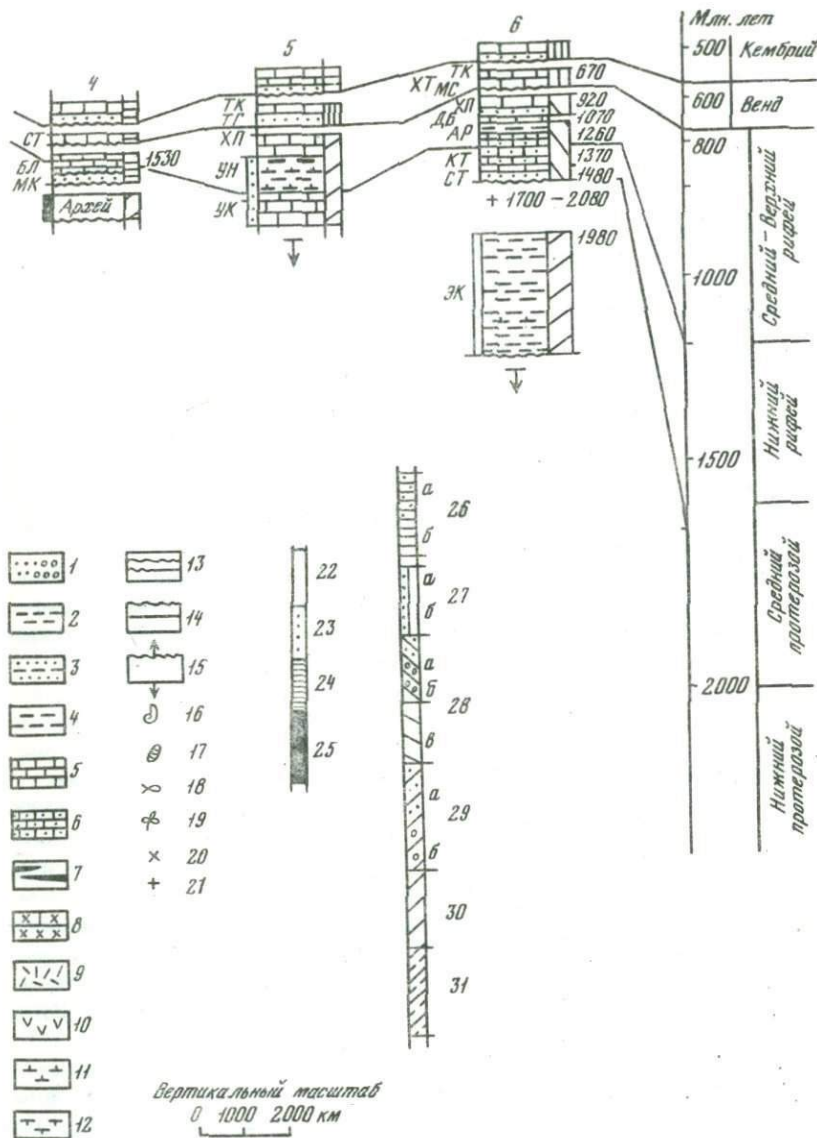


Рис. 3. Упрощенные сводные разрезы докембрия Анабарского щита и смежных районов

Колонки: 1, 2 - Анабарский щит [Рабкин, 1959, 1960; Лутц, 1964]: 1 - антиклинории, 2 - синклинории; 3, 4 - склоны щита [Савицкий, Комар, 1963; Шпунт, 1971]: 3 - западный, 4 - восточный; 5 - Уджинское поднятие [Эрлих, 1961; Шпунт, 1971]; 26



б - Оленекское поднятие [Атласов, 1956, 1960; Шпунт, 1971; Лутц и др., 1962].

Условные обозначения к рис. 3, 9, 17, 23, 28, 46, 47, 49, 50, 53, 54, 56, 58, 61, 62, 64, 67

Литологические типы пород: 1 - пески, песчаники, гравелиты, конгломераты; 2 - глинистые породы, аргиллиты, алевролиты;

ваются в очень широкий интервал времени — от 2500 и более до 1750 млн. лет, причем первый из перечисленных процессов относится к началу этого интервала, а последние два — к его поздним этапам. Это в общем отвечает выводам А.И. Тугаринова и Г.В. Войткевича.

### Рифейские и палеозойские отложения

По периферии обнаженной части шита несогласно на гнейсовом комплексе залегают рифейские и кембрийские отложения, образующие почти горизонтальный осадочный чехол. О стратиграфии и формационной принадлежности этих отложений можно судить по колонкам 3 и 4 на рис. 3; подробное же их описание содержится в ряде

Окончание подписи к рис. 3

3 — переслаивание глинистых и песчаных пород, в том числе терригенный флиш; 4 — кремнистые породы, яшмы и их переслаивание с терригенными и карбонатными породами; 5 — известняки, доломиты, мергели; 6 — переслаивание терригенных и карбонатных пород; 7 — угли; 8 — эвапориты и их участие в терригенных и карбонатных толщах; 9–12 — эффузивы и туфы, их переслаивание с осадочными породами; 9 — преимущественно кислые (липаритовая формация), 10 — средние (андезитовая формация), 11 — продукты подводного базальтового вулканизма (спилито-диабазовая и спилито-кремнистая формации), 12 — платобазальты, андезито-базальты и другие основные продукты наземного вулканизма; 13 — несогласия региональные и местные; 14 — неизученная часть; 15 — возможное продолжение седиментации; 16–19 — ископаемые остатки фауны: 16 — морских водоемов и солоноватых лагун, 17 — пресноводных беспозвоночных, 18 — рыб, 19 — наземных растений; 20, 21 — интрузивные породы: 20 — основные и ультраосновные, 21 — гранитоиды; 22–25 — фации метаморфизма (узкая колонка слева): 22 — неметаморфизованные породы или метаморфизованные до ступени филлитов, 23 — до зеленых сланцев, 24 — до амфиболитовой, 25 — до гранулитовой; 26–31 — формации и обстановка седиментации (узкая колонка справа): 26 — платформенные (а — пресноводные и наземные, б — морские и лагунно-морские), 27 — квазиплатформенные (а — наземные, б — морские), 28 — геантиклинальные и наложенных синорогенных прогибов (а — континентальные, б — смешанные, в — морские), 29 — моласса в унаследованных геосинклинальных прогибах (а — наземная, б — морская), 30 — миогеосинклинальных прогибов, 31 — эвгеосинклинальные и океанического дна. Цифры справа — абсолютный возраст, млн. лет. Обозначения свит: ст — старореченская, юс — юсматахская, кт — котуйканская, уи — усть-ильинская, лб — лабазтахская, бр — бурдурская, ил — ильинская, бл — билляхская, мк — мукунская, тк — туркутская, тт — томторская, хп — хапчанырская, ун — унгуохтахская, ук — улахан-курунгская, хт — хатыспытская, мс — мастахская, хп — хайпахская, дб — дебенгдинская, ар — арымасская, кт — кютюнгинская, сг — сыгынахская, эк — эйекитская

работ [Савицкий, 1963; Савицкий, Комар, 1963; Шпунт, 1971; Ивановская, Тимофеев, 1978; и др.]. Следует отметить, что по определениям известковых водорослей, микроводорослей, спор, для кембрия – археоциат, брахиопод возраст отложений чехла здесь укладывается в рамки раннего рифея – раннего кембрия, но К–Аг значения (1550–1830 млн. лет) пород билляжской свиты по глауконитам не исключают начала образования чехла (т.е. мукунской свиты) еще в среднем протерозое. Этим подтверждается по меньшей мере досреднепротерозойский возраст почти всех элементов структуры фундамента шита, определенный К–Аг методом. Кроме отложений шита, нужно упомянуть пояс пермо–триасовых трапповых интрузий, протянувшийся от низовьев р.Котуй до нижнего течения р.Оленек, а также маймеча–котуйский комплекс ультраосновных и щелочных пород. Вероятно, образование этих интрузивных пород (подробнее о них говорится ниже) приурочено к южному крылу Хатангского прогиба или к нарушающему его глубинному разлому. Вдоль восточной окраины шита, в зоне еще незначительного погружения его фундамента, размещены кимберлитовые трубки Далдыно–Алакитской группы. В этих кимберлитах наряду с ксенолитами ультраосновных пород встречаются ксенолиты архейских кристаллических сланцев. Наконец, на северной окраине шита раньше выделялся комплекс “вулканических” пород мелового возраста, слагающий кальдерообразную Попигайскую структуру.

#### О докембрийской истории Анабарского шита

По Б.Г. Лутцу [1964, с. 113], “архейские отложения Анабарского массива характеризуются разрезом, обычным для геосинклинальных зон, с вулканическими накоплениями в низах, терригенными песчано–глинистыми в средней части и карбонатными породами в верхах разреза. Осадконакопление в архейское время имело направленный характер. Тип осадконакопления изменялся весьма постепенно; никаких базальтовых образований или перерывов в основании серий наметить нельзя. Серии знаменуют собой последовательный и необратимый процесс развития архейской геосинклинальной области”, Б.Г. Лутц особо отмечает, что основные кристаллические сланцы далдынской серии по химическому составу сопоставляются с щелочно–известковыми базальтоидами океанического типа (скорее всего, толеитовыми). Наличие прослоев и линз первичнокремнистых (кварциты) и карбонатных пород не оставляет сомнения в том, что исходные основные породы серии явились результатом подводного базальтового вулканизма. Вместе с тем А.И. Тугаринов и Г.В. Войткевич [1966] находят, что вулкано–магматическими формациями (с участием в них ультраосновных пород) представлена также верхнеанабарская серия, хотя в ее составе играют роль и первично–осадочные терригенные породы.

Если учесть очень ограниченное распространение в низах комплекса терригенного и вообще осадочного материала, то обстановку в раннем архее здесь следует признать сходной не столько с гео-

синклинальной, сколько с протоокеанической. Появление терригенного материала в верхнеанабарской серии могло быть следствием эрозионного разрушения возникавших геоантиклинальных поднятий. Расчленение ими океанического ложа на эвгеосинклинальные бассейны можно рассматривать как образование геосинклинальной области.

Вероятно, в позднем архее или в раннем протерозое, 2500–2300 млн. лет назад, в процессе формирования геоантиклинальных структур, протекавшего сначала конседиментационно, породы дальдынской и частично верхнеанабарской серий в их пределах подвергались не только региональному метаморфизму (начавшемуся еще до возникновения складчатых поднятий), но и ультраметаморфизму с образованием мигматитов и палингенных гранитоидов. Развитие геоантиклинальных зон было очень длительным и сопровождалось накоплением в смежных миогеосинклинальных прогибах осадков терригенно-карбонатных формаций хапчанской серии. Сохранились следы только согласных взаимоотношений между сериями, что свидетельствует о непрерывной седиментации в прогибах и сохранении под ними коры субокеанического типа до вовлечения этих прогибов в складкообразование и метаморфизм в конце архея или в начале раннего протерозоя. Наступил орогенный этап, продолжавшийся вместе со стадией разрушения гор до их ультраметаморфических корней в течение интервала 2200–1800 млн. лет. Напомним, что K-Ar датировки 1830–1735 млн. лет, относящиеся к анортозитам р. Куонамка, отвечают посторогенному этапу.

Судя по средней плотности всех пород кристаллического комплекса, по данным Б.Г. Лутца несколько превышающей  $2,8 \text{ г/см}^3$ , кора в области Анабарского щита относится к базитовому профилю. Гранитизация и гранитоидный магматизм проявлялись сравнительно слабо, и поэтому здесь трудно ожидать четкое отграничение "гранитного" слоя от базальтового. Вероятно, уже в среднем протерозое на выровненной поверхности щита стал формироваться осадочный чехол, причем, судя по уменьшению его мощности в сторону выступа фундамента, выклиниванию в нем отдельных пачек и свит, замещению карбонатных пород обломочными в том же направлении, центральная часть щита испытывала в основном умеренные восходящие движения и морем не затоплялась. С течением времени море отступило за пределы контура склонов фундамента, и щит в целом в конце ордовика или в силуре превратился в сушу, существующую до наших дней.

#### ОБРАМЛЕНИЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА И ПРОБЛЕМА ПРЕДЕЛОВ ГЛУБИННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЕГО СТРУКТУРЫ

За пределами Анабарского выступа кристаллических пород окружающее его пространство, простирающееся на восток и северо-восток до границы с Верхоянской складчатой областью, всюду сложено спокойно залегающими рифейскими и главным образом палеозойскими отложениями. Давно утвердилось представление, что эти отложения являются платформенным чехлом, под которым повсемест-

но покоится докембрийский кристаллический фундамент Сибирской платформы. Н.С. Шатский [1932] выделил здесь ее Анабарский блок, или Анабарскую антеклизу, которую после открытия И.П. Атласовым [1956] в ядре Оленекского сводового поднятия выступов докембрийских метаморфизованных пород многие геологи стали называть Анабаро-Оленекской. Помимо Оленекского, были обнаружены другие подобные сводовые поднятия (и валы), выраженные в чехле: Уджинское, Мунское, Тюнг-Силигирское, Моркокинское, Кенеликанское и другие, а между ними – пологие впадины (прогибы) и седловины: Суханская, Уджинская (седловина), Кютингинская, Верхнемунская, Верхнеморкокинская и др. Все эти структуры, приуроченные к обрамляющей шит с востока и юга Среднеоленекской синеклизе и изученные в разной степени методами геологического картирования, геофизики и бурения, описаны в ряде работ [Спижарский, 1961; Косыгин и др., 1962; Тектоническое ..., 1964; Геология Сибирской ..., 1966]. Сосредоточим внимание главным образом на проблеме фундамента.

А.Г. Ржонский, рассматривая Сибирскую платформу в целом, еще в 1918 г. высказал идею о том, что между ее древнейшими глыбами (шитами) сохранялись области геосинклинальной седиментации, которые вовлекались в складкообразование намного позже. В результате шиты обрастали и были спаяны складчатыми поясами только в конце докембрия – начале палеозоя. Этим представлениям следовали, и то лишь отчасти, Н.С. Шатский [1932], А.Д. Архангельский [1941], А.А. Николаевский [1968]. Выводы о гетерогенности (разновозрастности) фундамента обосновывали также Л.Н. Леонтьев [1963], Л.В. Булина и Т.Н. Спижарский [1965]. Автор и А.А. Предтеченский допускали даже отсутствие докембрийского фундамента под отдельными участками синеклиз [Васильковский, 1964; Васильковский, Предтеченский, 1964]. Большинство же геологов, принимая концепцию Северо-Азиатского кратона, считали несомненным присутствие раннеархейского сиалического фундамента в пределах всей Сибирской платформы. Его гетерогенность признавалась лишь в том смысле, что на почве раннеархейского сиалического комплекса основания закладывались, несколько перерабатывая его, вторичные ранние протерозойские геосинклинали, стабилизация континентальной коры в пределах которых и всей платформы в целом завершилась до начала рифея.

Применительно к Анабарскому шиту и его обрамлению эти представления были развиты Б.Г. Лутцем, К.Б. Мокшанцевым, А.А. Николаевским [1962]. После установления в ядре Уджинского сводового поднятия рифейского эвгеосинклинального комплекса было внесено лишь то существенное уточнение, что в пределах Среднеоленекской синеклизы после формирования позднеархейско-раннепротерозойского наложенного складчато-метаморфического комплекса произошло образование подобного же рифейского комплекса [Эрлих, 1961]. Ю.А. Косыгин [1962; Косыгин и др., 1962; Геологическое ..., 1965] связал это событие с возникновением на дорифейском фундаменте авлакогена.

"Таким образом, — пишет К.Б. Мокшанцев и др. [Тектоническое..., 1964, с. 104], — невольно напрашивается вывод, что фундамент северо-восточной части Анабарской антеклизы в верхней части сложен складчатыми сооружениями позднего архея — раннего протерозоя, отделенными от древнеархейского субстрата длительным перерывом и несогласием ...". И далее: "Однако полученные в самое последнее время данные позволили Ю.А. Косыгину... высказать предположение, что уже в позднем докембрии Анабарское и Оленекское поднятия разделились авлакогеном, на фоне которого в нижнем палеозое сформировалась Суханская впадина. О наличии этого авлакогена, названного Уджинским, свидетельствуют значительные мощности позднекембрийских отложений в пределах Уджинской антиклинали, своеобразные черты строения самой этой субмеридиональной структуры, значительная (возможно, до 4 км и более) глубина залегания фундамента в центральной части Суханской впадины и приуроченность к ней резко выраженных зон глубинных разломов" [Там же, с. 112].

Строение Анабарского и Оленекского поднятий и разделяющей их Суханской впадины, по К.Б. Мокшанцеву и его соавторам, изображено на рис. 4. Ниже показана большая вероятность иной трактовки геологической природы обрамления Анабарского щита.

Оленекское поднятие. Это поднятие состоит из Куойско-Далдынской и Сололийской сводовых структур, разделенных Кютюнгинским прогибом (рис. 5). Перечисленные структуры сложены морскими рифейскими и кембрийскими отложениями, из-под которых выступает эйекитская серия метаморфизованных пород (см. рис. 3, колонка б). В прогибе, кроме кембрийских, имеются нижнекаменноугольные и нижнепермские морские отложения [Атлас, 1960].

Эйекитская серия (см. рис. 3, колонка б) сложена метаморфизованной в фации зеленых сланцев толщей терригенных осадочных пород, обладающей флишевым характером и перекрытой с несогласием рифейскими отложениями. В ней залегают силлы (?) метадиабазов (100 м) и дайки плагиоклазовых порфиритов, метаморфизованных вместе с вмещающими породами. Интрузии, связанные с основным этапом складкообразования, представлены мелкими телами кварцевых диабазов, кварцевых диоритов и биотитовых гранитов. Последние сопровождаются жильной серией лейкократовых гранитов и пегматитов. Возраст (по K-Ar) слюдястых песчаников эйекитской серии (останец в кровле гранитной интрузии) — 1980 млн. лет, а гранитов и пегматитов (10 определений) — 2080–1770 млн. лет. Возраст самого метаморфического комплекса, вероятно, укладывается в рамки раннего — среднего протерозоя, хотя его иногда относят к позднему архею. Не исключено, что не вскрытая эрозией часть серии действительно имеет этот или, может быть, даже более ранний возраст. Рифейские отложения, начинающиеся базальными конгломератами, характеризуются участием строматолитовых известняков мощностью до 0,8 км. Для нижней части толщи (сололийская серия) по глаукониту определен возраст 1480–1260, 32

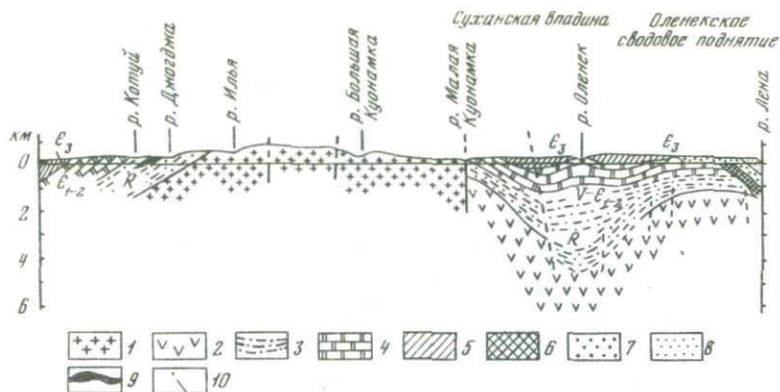


Рис. 4. Строение Анабарской антеклизы по К.Б. Мокшанцеву и др. [Тектоническое..., 1964]

1 - нижний архей; 2 - верхний архей - нижний протерозой; 3 - рифей; 4 - венд-средний кембрий; 5 - верхний кембрий; 6 - пермь-триас; 7 - юра; 8 - нижний мел; 9 - траппы; 10 - разломы

для средней - 1260-990 и для туркутской свиты - 690 млн. лет [Шпунт, 1971].

В крыльях оленекских структур и в Кютюнгинском прогибе разрез рифея наращивается всеми тремя отделами кембрия, причем суммарная мощность рифея и кембрия возрастает до 3 км. В низах кембрия здесь появляются два покрова вариолитового базальта, изливавшихся в подводных условиях. К Куойкско-Далдынской структуре приурочены также интрузии траппов, распространенные в полосе шириной до 25 км, и прослеженной на северо-запад в Уджинскую седловину.

Существует мнение, что дорифейский фундамент Оленекского поднятия продолжается до окраины Верхоянского мегантиклинория. Подтверждение этому видят в наличии метаморфических пород с возрастом (по K-Ar) 1724 млн. лет, вскрытых скважиной под чермскими отложениями Джарджанской антиклинальной складки [Тектоническое..., 1964; Строение ..., 1969], но не исключено, что Джарджанский подземный выступ метаморфических пород является индивидуальной структурой, не связанной с оленекскими. Предполагается продолжение фундамента и на юг, до района Мунского сводового поднятия, где мощность рифея и кембрия по геофизическим данным местами не превышает нескольких сот метров. В районе седловины, соединяющей структуру Мунского поднятия с Оленекским, Т.Н. Спизарский [1961] выделял узкий субмеридиональный Ленский вал, ограничивающий здесь с запада Приверхоанский прогиб. Именно под этим валом допускалась подземная структурная связь Оленекского выступа метаморфических пород с погребенным Мунским поднятием, не получившая подтверждения в распределении аномалий магнитного поля (см. рис. 5, а также: [Тектоническое..., 1964; Карта..., 1974]).

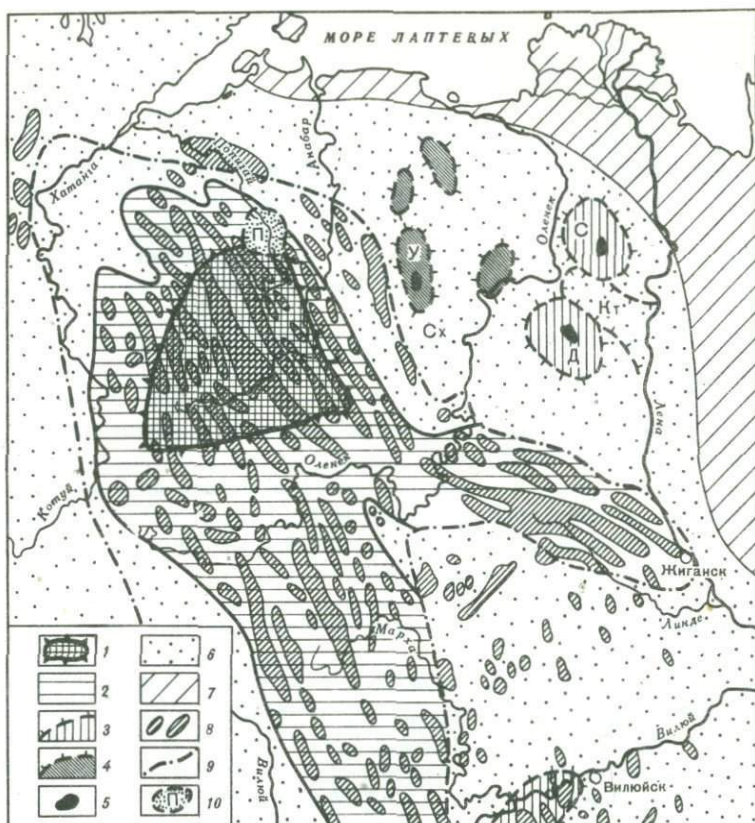


Рис. 5. Схема предполагаемого строения Анабарского щита и смежных районов по Б.Г. Лутцу и др. [1962], К.Б. Мокшанцеву и др. [Тектоническое..., 1964], Г.В. Бархатову [1960], Л.В.Булиной, Т.Н. Спиржарскому [1965], Б.Р. Шпунту [1971] в трактовке автора

1 - выступ фундамента щита и его контуры (контуры намагнитченных тел отвечают главным образом ядрам антиклинорий, сложенных далдынской, частью верхнеанабарской серии); 2 - структуры фундамента и предполагаемые его контуры под осадочным чехлом; 3 - нижнепротерозойские складчато-метаморфические структуры: С - Солоолийская, Д - Куойкско-Далдынская; 4 - рифейские складчатые структуры, в том числе: У - Уджинская; 5 - выходы на поверхность; 6 - области, вероятно не подвергавшиеся складкообразованию, в том числе прогибы: Сх - Суханский, Кт - Кютюнгинский; 7 - мезозойды Верхоянской геосинклинали; 8 - контуры намагнитченных тел; 9 - граница распространения намагнитченных тел внутри дорифейского фундамента; 10 - Попигайская метеоритная кальдера

Суханская впадина и Уджинское поднятие. Суханская впадина является наиболее обширным прогибом Среднеоленинской синеклизы. Основываясь на единстве разрезов рифея и кембрия склонов Анабарского щита и Оленекского поднятия, первоначально считали, что рифейские и нижнекембрийские отложения в ее пределах составляют единую существенно карбонатную толщу, наращиваемую породами среднего и верхнего кембрия, мощностью до 4 км и более [Атласов, 1960; Тектоническое..., 1964]. Полагали также, что эти отложения образуют платформенный чехол, залегающий на позднеархейском – раннепротерозойском структурном комплексе фундамента (см. рис. 4). Сомнение в это внесла не только очень большая глубина залегания под Суханской впадиной поверхности фундамента (по оценке Э.Н. Эрлиха, опиравшегося на геофизические данные, до 10–12 км), но и формационная принадлежность рифейских отложений, выступающих в ядре Уджинского антиклинального поднятия (см. рис. 3, колонка 5). Э.Н. Эрлихом [1961а], Б.Р. Шпунтом [1971] здесь изучена толща, разделенная на ряд свит, отнесенных по палеонтологическим данным к рифею.

Б.Р. Шпунт выделяет эпидотсодержащие породы, относящиеся к фации зеленых сланцев. Он предполагает их раннепротерозойский возраст. Рифейская толща в нижней части сложена доломитами улаханкурунгской свиты (600 м), выше которой следует унгуохтахская свита (600 м) филлитов, кремнисто-глинистых сланцев с линзами и пачками продуктов подводного вулканизма – диабазов (долеритов), туфов и туфобрекчий, свойственных формациям эвгеосинклинального ряда. Еще выше залегают главным образом известняки с подчиненными им филлитовидными сланцами и песчаниками хапчаньрской и томторской свит (до 730 м). Разрез рифея заканчивается доломитами туркутской свиты (200 м). Толща мощностью около 2,5 км смята в складку и с несогласием перекрыта породами нижнего кембрия. Трудно сомневаться в том, что эвгеосинклинальный характер уджинской серии сохраняется под Суханским прогибом, хотя на склонах Анабарского щита соответствующие ей рифейские отложения участвуют в строении платформенного чехла. В то же время никто из исследователей [Лутц и др., 1962; Тектоническое..., 1964; и др.] не сомневался и в том, что эйекитская серия Оленекского поднятия также распространяется под Суханский прогиб, сохраняя свой геосинклинальный характер, может быть, даже переходя в эвгеосинклинальную толщу. Вместе с тем нет никаких фактических данных, которые подтверждали бы предположение цитированных авторов о несогласном залегании под этим прогибом уджинской серии на эйекитской, а последней – на нижнем архее. Наконец, нет также оснований допускать в Суханском прогибе несогласие между образованиями рифея и нижнего кембрия, которые даже на склонах Анабарского щита обычно образуют единую толщу.

Следовательно, можно допустить существование в рифее на месте Суханского прогиба эвгеосинклинального бассейна, унаследованного затем кембрийским морем, в котором, судя по нахождению вапниолитовых базальтов в кембрийской толще района Оленекского под-

нятия, продолжался подводный базальтовый вулканизм. До образования метаморфического ядра этого поднятия, т.е. в позднем архее и раннем протерозое, этот бассейн на востоке и северо-востоке распространялся до Верхоянской геосинклинальной области и в ее пределы. Об океаническо-геосинклинальной природе анабарского комплекса говорилось выше, и здесь мы напомнили об этом для того, чтобы иметь в виду невероятность существования бассейна океанического типа только в тесных контурах Анабарского щита. Из всего этого вытекает вывод о том, что вместо четырех разделенных несогласиями структурных комплексов (раннеархейского, позднеархейского – раннепротерозойского, рифейского и венд-кембрийского), столь безоговорочно утверждаемых К.Б. Мокшанцевым и его соавторами, в пределах Суханского прогиба более вероятен "сквозной" разрез морских отложений от раннеархейских до раннепалеозойских (рис. 6).

Наше заключение является лишь развитием ранних высказываний А.Г.Рожонского [1918], Н.С. Шатского [1932] и А.Д. Архангельского [1941, 1947]. История так называемой Анабарско-Оленекской антеклизы могла иметь океаническое (протоокеаническое) начало и выражалась в направленно-необратимом ее развитии, вероятно не достигшем полного завершения с образованием зрелой континентальной коры на всей этой территории. Под Суханским прогибом, скорее всего, нет сиалического фундамента, соответствующего частично гранитизированному анабарскому гнейсовому комплексу, и, хотя раннекембрийские толщи в силу погружения в область очень больших давлений и температур подвергались метаморфизму высоких ступеней, материал их сохранил базитовый состав.

Может быть, этим объясняется здесь общий положительный фон гравитационного поля, тогда как отсутствие полосовых магнитных аномалий (см. рис. 5), т.е. бесструктурное магнитное поле, можно связать не столько с большим погружением магнитных объектов, сколько с отсутствием под Суханским прогибом крупных складчатых структур.

Структуры южного обрамления Анабарского щита. К югу от щита также расположено пространство, сложенное рифейско-кембрийским осадочным чехлом, но совершенно лишенное выступов дорифейских пород, хотя и здесь имеются сводовые поднятия. Характеризуя этот район, К.Б. Мокшанцев и др. [Тектоническое..., 1964, с. 102, рис. 13] пишут: "На Анабарском массиве и его южном склоне отчетливо видно, что интенсивные полосовые магнитные аномалии, связанные с далдынской серией, несколько южнее района выходов архея на поверхность расходятся в виде двух ветвей... Одна из этих ветвей проходит почти в меридиональном направлении и, несколько не доходя крупной излучины Вилюя, замыкается. Вторая ветвь протягивается на юго-восток, проходит через район Оленекской петли и прерывается южнее пос. Жиганск...". Далее они совершенно правильно связывают обе ветви с простирающимися на глубине намагниченными базитовыми ядрами антиклинорных струк-

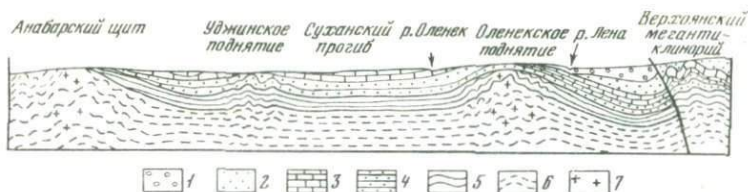


Рис. 6. Строение восточного обрамления Анабарского щита

1 — кайнозой и мезозой; 2 — пермь—ордовик; 3 — кембрий; 4 — рифей; 5 — нижний и средний протерозой; 6 — архей; 7 — граниты, гранитизация

тур анабарского кристаллического комплекса. Их сгущение и представляет собой складчатый узел, к которому приурочена наиболее приподнятая и обнаженная часть фундамента щита. Все это хорошо видно и на рис. 4, представляющем собой фрагмент "Схемы распространения намагниченных пород в фундаменте Сибирской платформы", составленной Л.В. Булиной и Т.Н. Спижарским [1965]. Указанные авторы, так же как и К.Б. Мокшанцев с соавторами, которые ссылаются на эту схему, связывают намагниченные базитовые породы с далдынской (и верхнеанабарской) серией Анабарского щита, утверждая тем самым распространение его складчатых структур в виде двух ветвей. С затуханием полосовых магнитных аномалий, по-видимому, полностью или частично (с погружением на очень большую глубину) затухают и архейские структуры щита. Кстати, отметим, что такое затухание аномалий быстро происходит и непосредственно к северу от выходов анабарского архея. Последнее может свидетельствовать о том, что архейские структуры щита не распространяются под обширный Хатангский прогиб, под которым можно ожидать такой же "сквозной" разрез геосинклинальных толщ (следовательно, и выклинивание гранито-гнейсового слоя коры), как и под Суханской впадиной.

В отличие от К.Б. Мокшанцева Л.В. Булина и Т.Н. Спижарский сравнительно спокойное магнитное поле (с небольшими и редкими положительными аномалиями различной ориентировки), расположенное между двумя ветвями, интерпретируют не как распространение сюда подземных архейских структур Алданского щита, а как область, под которой находится верхнеархейский — нижнепротерозойский складчатый фундамент. По нашему мнению, здесь, в зоне Верхнемунского и других прогибов, возможен такой же "сквозной" геосинклинальный разрез, как и под Суханским прогибом.

Восточной ветви аномалий, простирающейся до пос. Жиганск, соответствует Тюнг-Селигирский вал (с Мунским поднятием), западной — Мархинский вал. В зоне последнего наличие кристаллических пород непосредственно под кембрийскими отложениями подтверждено результатами бурения опорной скважины, а также присутствием ксенолитов метаморфических пород в кимберлитовых трубках. Последние встречены также в некоторых трубках, приуроченных и к Тюнг-

Силигирскому валу [Лутц и др., 1962]. Впрочем, вскрытые Мархинской опорной скважиной метаморфические породы могут быть не ниже-, а верхнеархейскими или нижнепротерозойскими, что более вероятно в условиях затухания антиклинорной структуры Мархинского вала в южном направлении. О последнем может свидетельствовать и то, что южнее, в области Ботуобинской седловины, где затухают полосовые магнитные аномалии, в районе трубки "Мир", раздел Мохоровичича приподнят на 5–6 км [Беляевский, 1974], в связи с чем "гранитный" слой здесь имеет уменьшенную на соответствующую величину мощность, возможно, даже выклинивается. Кстати, в кимберлитовых трубках этого района ксенолиты кристаллических пород гранито-гнейсового состава и вообще сходных с породами анабарского комплекса отсутствуют (А.П. Бобриевич и др., 1959 г.). Докембрийский кристаллический фундамент вряд ли имеет сплошное распространение или по крайней мере нормальную платформенную мощность и под Тунгским прогибом, характеризующимся наиболее полным разрезом и большой мощностью рифейских(?), кембрийских и ордовикских отложений.

Вдоль юго-западного края Мархинского вала, а затем до верховьев р. Маймечи протягивается зона, сопровождаемая флексурами, сбросами, дробленными породами, дайками траптов и жерловинами, заполненными пирокластическим материалом. Это Вилуйско-Котуйский разлом, выделенный П.Е. Оффманом [1959], И.И. Красновым и В.Л. Масайтисом [1955], являющийся, вероятно, юго-западной границей распространения сиалического кристаллического фундамента Анабарского щита, а вместе с ним и зрелого (по своей мощности и насыщенности гранитами и кислыми гнейсами) "гранитного" слоя коры. Он же служит северо-восточной границей интенсивного проявления трапвового магматизма Тунгусской синеклизы. Несколько глубинных разломов, описанных в монографии К.Б. Мокшанцева и др. [Тектоническое..., 1964], пересекают Анабарскую антеклизу и Среднеоленинскую синеклизу, причем, по В.А. Милашеву, М.А. Крутойрскому, М.И. Рабкину и Э.Н. Эрлиху [1963], ими контролируется распределение кимберлитов. Выделяются две зоны северо-восточного простирания, к которым приурочено наибольшее количество кимберлитовых трубок. Одна из них, включающая группу трубок Ботуобинской седловины, проходит от верховьев р. Малой Ботуобии через среднее течение р. Мархи до верховьев р. Тунг, а вторая, включающая Далдыно-Алаkitскую, Верхнемунскую и другие группы трубок, протягивается от верховьев р. Моркоки до низовьев р. Беенгимо. По мнению И.И. Краснова и В.Л. Масайтиса [Геология Сибирской ..., 1966], вторая зона пересекает по диагонали почти всю платформу и является Большим алмазоносным поясом Сибири. Интересно, что большинство сгущений кимберлитовых трубок обеих зон приурочено к таким участкам, как Ботуобинская седловина, седловина Тунг-Силигирского вала, Суханская впадина, где гранито-гнейсовый фундамент недоразвит или, может быть, даже отсутствует. Именно в этих районах в кимберлитах не встречаются или очень редки ксенолиты кислых кристаллических пород, тогда как они обычны в трубках Дал-

дыно-Алаkitской зоны и Мархинского вала, приуроченных к подземному склону щита. Такое распределение трубок вполне увязывается с закономерностью, отмеченной В.А. Милашевым и другими исследователями [1963], которые нашли, что наиболее благоприятными для кимберлитового магматизма являются участки платформы с неглубоким положением раздела Мохоровичича и пониженной мощностью консолидированной коры.

## АЛДАНСКИЙ ЩИТ

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГРАНИЦЫ

Архейская структура Алданского щита расположена в пределах области древних поднятий, называемой нами ниже Саяно-Алданской, в общем отвечающей значительной части "древнего темени Азии" И.Д. Черского - В.А. Обручева - Э.Зюсса, Саяно-Байкальскому массиву Б.Борна, древнему поднятию Южной Сибири А.А. Предтеченского [1960].

Нами рассматривается только восточная часть Саяно-Алданской области, включающая, помимо Алданского щита, ранние протерозойды Станового пояса и байкалиды Патомо-Витимского нагорья в понимании его В.А. Обручевым. Вслед за Н.С. Шатским [1932] эти районы обычно относят к Сибирской платформе.

Пределы Алданского щита и его границы со Становым поясом определяются по-разному. Существует и тенденция объединять их в Алдано-Становой щит, при которой теряется понятие о самостоятельном Становом поясе, несомненно отличающемся от Алданского щита как по возрасту, так и по особенностям строения. Однако все исследователи все же признают расположение главного поля развития нижнеархейского алданского кристаллического комплекса в пределах бассейна Алдана, а верхнеархейско-нижнепротерозойского станового комплекса - к югу от него, в области Станового хребта, окончательно сформировавшегося как складчато-метаморфическое сооружение в раннем - среднем протерозое. Границей между щитом и Становым поясом здесь служит Южно-Алданский разлом. Разногласия относятся к западному и восточному флангам щита. Е.М. Лазько [1956], А.М. Лейтес [1965 и др.], С.П. Кориковский [1967] и ряд других геологов включают в него на востоке Маймаканскую зону, а на западе Олекминскую зону и Чарскую глыбу, тогда как Ю.К. Дзевановский [1958, 1963] рассматривает эти зоны как ветви ранних протерозоид Станового пояса. Вслед за Ю.К. Дзевановским и Н.Г. Судовиковым мы условно ограничиваем Алданский щит обрамляющими его протерозоидами, т.е. понимаем в контурах, в которых древнеархейский возраст его структуры бесспорен (рис. 7). Однако, не исключая присутствия локальных древнеархейских структур в Становом поясе, мы признаем правомерность и более широкого понимания щита как комплекса дорифейских структур.

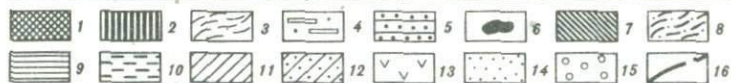
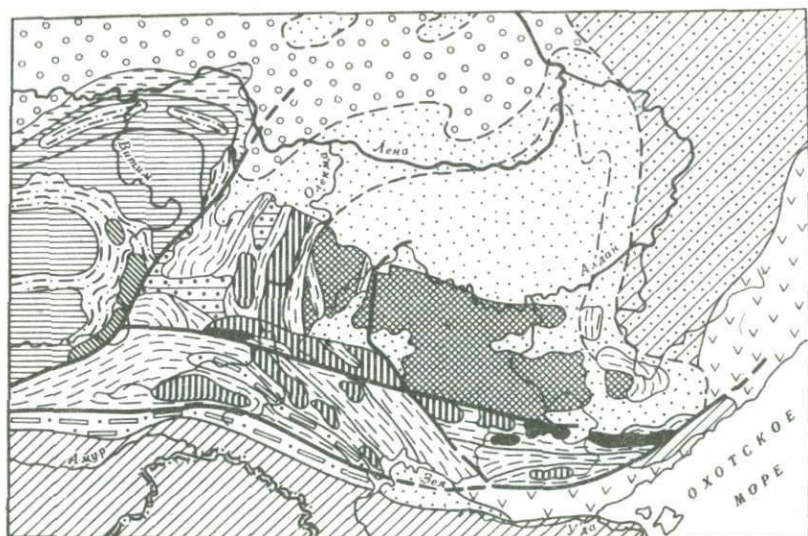


Рис. 7

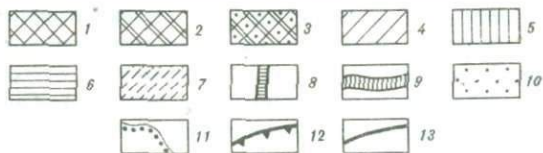
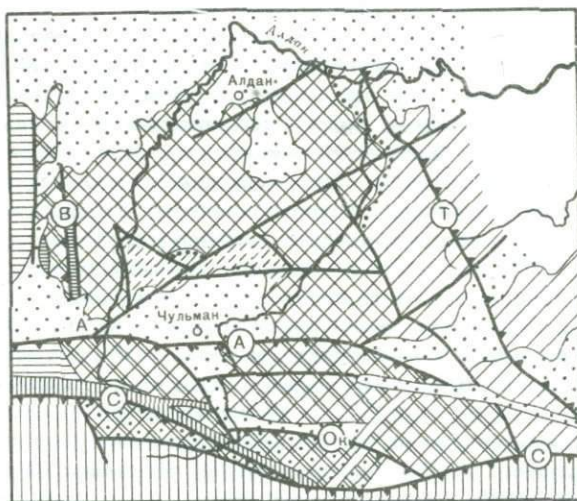


Рис. 8

Стратиграфия алданского комплекса в течение 45 лет основывается на трехчленном его делении, предложенном Д.С. Коржинским [1936]. Выделенные на основе этого деления иенгская, тимптонская, джелтулинская свиты позднее были переведены в ранг серий и разделены на свиты. И те и другие прочно вошли в обиход геологов, но оказалось, что распознаются они на ограниченном пространстве центральной части щита. В восточной его части тимптонская и джелтулинская серии неотделимы одна от другой, и их стали объединять в тимптоно-джелтулинский комплекс. Вместе с тем возникло представление о существовании более древней, чем иенгская, зверевской серии, именуемой в разных местах также чекчойской, курультино-гонамской, сутамской и др. [Кац, 1962; Кулиш, 1964а,б; Ветлужских и др., 1966]. Вопрос о ней остался дискуссионным, но утвердившееся ранее мнение о выдержанности разреза алданского архея не оправдалось.

И.М. Фрумкин [1971] раскрыл причину трудностей сопоставления разрезов, на которую обращали внимание и раньше [Кац, 1962; Судовиков и др., 1965]. Это структурно-фациальная зональность алданского комплекса, показанная на рис. 8. Северная зона, по И.М. Фрумкину, протомиогеосинклинальная, а южная — протоэвгео-

Рис. 7. Алданский щит и его обрамление (по Тектонической карте Евразии [1965] с изменениями автора)

1-6 — Алданский щит: 1 — алданский кристаллический комплекс (нижний архей), 2 — курультинский комплекс и его аналоги (нижний архей), 3 — становой комплекс и его аналоги (верхний архей — нижний протерозой), 4 — джелтулакская и янканская серии (нижний протерозой — рифей), 5 — удоканская серия и ее аналоги (нижний протерозой), 6 — анортозиты; 7-10 — байкальская область: 7 — выступы архея, 8 — муйская и чуйская серии (нижний — средний протерозой), 9 — бодайбинский комплекс (средний протерозой — рифей), 10 — патомская серия (рифей); 11-13 — геосинклинальные комплексы палеозоя и мезозоя: 11 — Монголо-Охотского пояса, 12 — Верхоянской геосинклинальной области, 13 — Охотско-Чукотского вулканического пояса; 14 — платформенный чехол; 15 — отложения Вилойской синеклизы; 16 — разломы

Рис. 8. Зональное строение центральной части Алданского щита по И.М. Фрумкину [1971]

1-8 — комплексы: 1-3 — иенгский (1 — протомиогеосинклинальный, 2 — протомезогеосинклинальный, 3 — протоэвгеосинклинальный), 4 — тимптоно-джелтулинский, 5 — становой, 6 — олекминский, 7 — унгринский, 8 — субганский; 9 — диафориты; 10 — осадочный чехол; 11 — несогласие; 12 — главные разломы: Т — Тыркандинский, А — Анамджанский, Ок — Окурданский, С — Становой (Южно-Алданский), В — Верхнеамгинский; 13 — прочие разломы

синклинальная; между ними находится переходная протомезогеоинклинальная зона.

Названия зон, может быть, неудачны, но в принципе попытка отразить в схеме обстановки седиментации правильна.

Северная зона. На рис. 9 (колонка 1) изображен в упрощенном виде сводный разрез алданского комплекса северной зоны по Н.И.Вервину и др. [1966].

Иенгрская серия, называемая кварцитовая, мощностью до 10–11 км представлена сочетанием глиноземистых и высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов с кварцитами (исходные кремнистые породы) и основными гиперстенсодержащими гнейсами и сланцами. По первоначальному составу серия отвечает разубоженной спилито-кремнистой формации, в которой, особенно в верхней части, спилиты играли подчиненную роль. В федоровский и иджакской свитах небольшое участие принимают кальцитовые и доломитовые мраморы и кальцифиры, частично превращенные в диопсидовые породы, причем к федоровской свите приурочены флогопитовые и железорудные месторождения.

Тимптонская (чарнокитовая) серия кристаллических сланцев с чарнокитовыми или гиперстеновыми гнейсами почти бескварцовая, чем она в основном отличается от иенгрской. Обладая мощностью до 5 км, она по составу в целом соответствует сланцево-глинистой (аспидной) формации с подчиненным участием основных эффузивов.

Желтулинская серия, развитая лишь на окраинах северной зоны, представлена только ее нижней, сутамской свитой мощностью 0,9–1,5 км (по другим данным до 3–4 км), отвечающей терригенно-карбонатной формации с редкими горизонтами основных метаэффузивов.

Все серии подверглись региональному метаморфизму в гранулитовой фации в условиях сравнительно умеренной глубинности, но высоких температур [Маракушев, 1965, 1968], причем нижняя часть комплекса охвачена гранитизацией с образованием пологих гранито-гнейсовых куполообразных структур (рис. 10), являющихся ареной наиболее активных в пределах щита процессов генерации кислой магмы и гранитообразования.

Трехчленная схема деления комплекса, воспринимавшаяся не одним поколением геологов как эталон для всего щита, оказалась не вполне приемлемой даже для отдельных участков рассматриваемой зоны. Приведенный сводный разрез по существу характеризует часть зоны, в которой действительно все члены комплекса залегают согласенно. Его и рассматривали как усредненный разрез, характеризующий весь щит. Но в других вариантах этого разреза, вероятно относящихся к разным участкам зоны, количество свит только в иенгрской серии достигает восьми, а во всем комплексе 15 и более. Главное же, возникали разногласия при определении границ даже между сериями, а следовательно, и при определении их объема. Мало того, делались попытки обоснования несогласий между некоторыми свитами. Не углубляясь в эту спорную проблему, обратим внимание лишь на вопрос о непрерывности разреза.

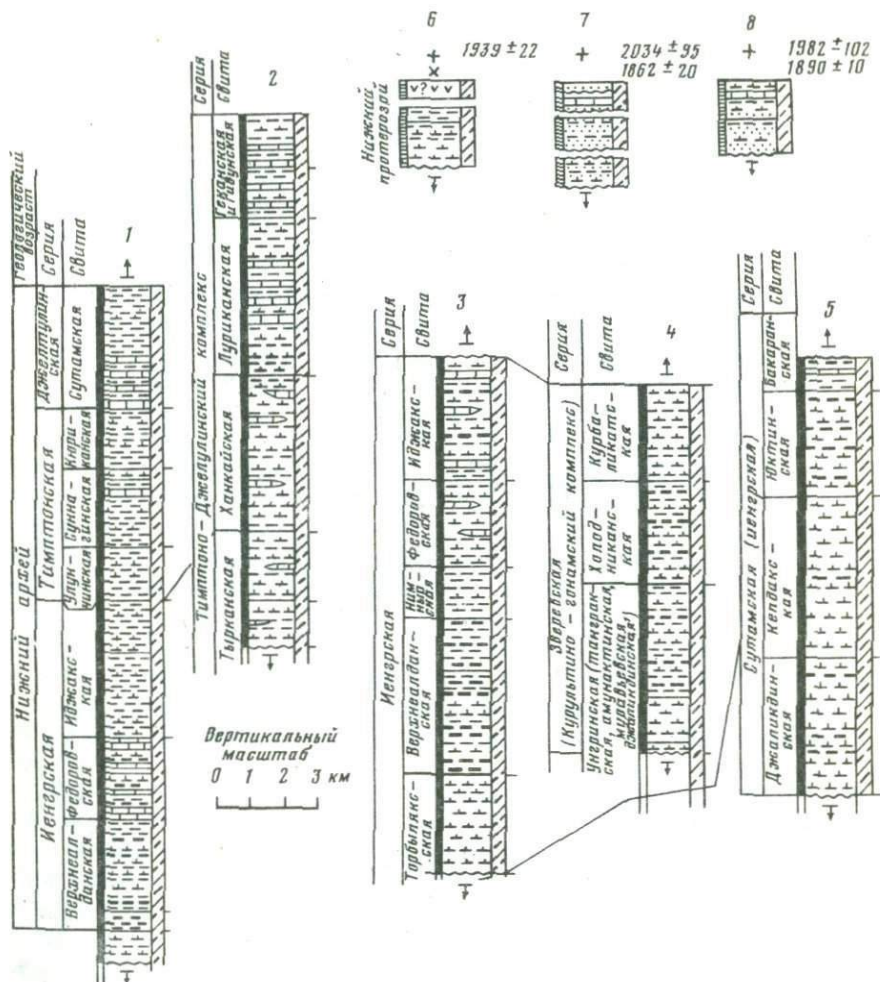


Рис. 9. Упрощенные сводные разрезы Алданского щита

Колонки: 1 - центральная часть щита [Вережкин и др., 1966]; 2 - юго-восточная часть щита [Копылов, 1971]; 3 - иенгерская серия южной части щита [Реутов, 1971]; 4 - Верхнетимптонский блок [Судовиков и др., 1965; Ветлужских и др., 1966; Реутов, 1971]; 5 - Сутамский блок [Кудрявцев, 1966; Зедгенизов, 1971]; 6-8 - нижний протерозой в грабенах [Березкин и др., 1971]: 6 - Ярогинском, 7 - Субганском, 8 - Чульманском. Условные обозначения см. на рис. 3

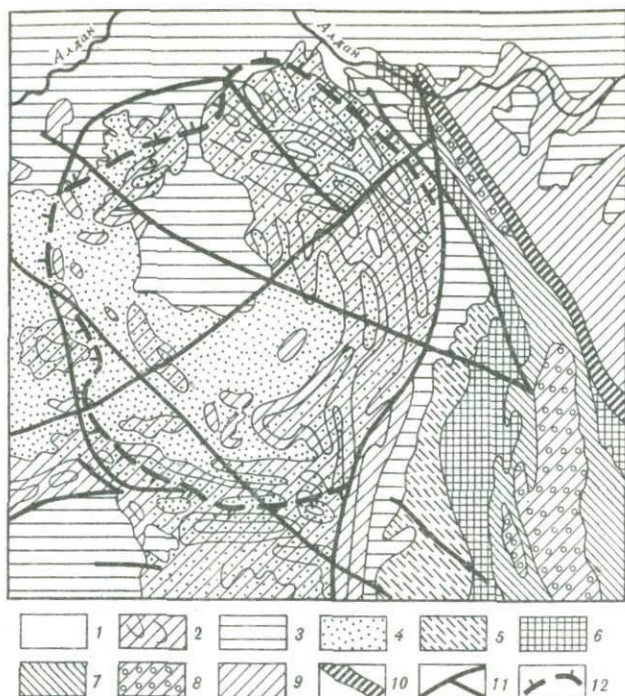


Рис. 10. Схема строения Центрально-Алданской куполовидной структуры по Е.П. Максимова, А.Н. Угрюмову [1966; Угрюмов и др., 1971]

1-3 - иенгрская серия, свиты: 1 - верхнеалданская, 2 - федоровская с ее горизонтами, 3 - иджакская; 4 - поле интенсивной до слабой гранитизации в иенгрской серии с распространением гранитов и гранито-гнейсов; 5-7 - тимптонская серия, свиты: 5 - улунчинская, 6 - суннангинская, 7 - кюриканская; 8 - сутамская свита джелтулинской серии; 9 - тимптоно-джелтулинский нерасчлененный комплекс; 10 - Тыркандинский разлом; 11 - прочие разломы; 12 - приблизительные контуры Центрально-Алданской куполовидной структуры

Существует представление о наличии предтимптонского несогласия, разделявшееся далеко не всеми геологами [Дзевановский, 1958; Дзевановский, Судовиков, 1960; Веревкин и др., 1966]. Но тем не менее многими из них и сейчас принято расчленение алданского комплекса на разделенные несогласием два самостоятельных комплекса - иенгрский и тимптоно-джелтулинский. Мало того, появилось предположение о внутрииенгрском несогласии. В.В. Курицын [1971], сделав попытку обоснования последнего методом магнитометрии, показал возможность его существования в Дес-Леглиерском железорудном районе. Ограничив объем иенгрской серии верхнеалданской и федоровской свитами, он предложил выделять дес-леглиерскую серию,

в объеме еще двух свит, метаморфизованных в фации, переходной от гранулитовой к амфиболитовой. Это предложение было поддержано М.И. Фрумкиным [1971], но с включением в дес-леглиерскую серию отложений, относившихся к части федоровской свиты, залегающей несогласно на верхнеалданской. Возможно, здесь действительно формировалось наиболее древнее антиклинальное поднятие, но локальное, осложнившее ложе алданского бассейна на ограниченном участке северной зоны. Судя по имеющимся данным [Фрумкин, 1971], в других местах признаков этого несогласия, как и предтимптонского, нет.

Переходная зона. Эта зона занимает часть шита (см. рис. 8), расположенную к югу от Анамжакского разлома. Выступающие здесь метаморфические толщи в основном соответствуют иенгрской серии (см. рис. 9, колонка 3), но отличаются от ее разреза в северной зоне намного большим участием основных кристаллических сланцев и амфиболитов, которыми особенно насыщена нижняя часть серии. Эта часть выделяется здесь в самостоятельную горбыляхскую свиту, отличающуюся от вышележащей верхнеалданской почти полным отсутствием кварцитов. По-видимому, это послужило Е.А. Кулишу [1964б] основанием выделять здесь подоиенгрскую серию, сопоставленную им с олекминской в старом ее понимании, когда она считалась древнее алданского комплекса. По данным Е.А. Кулиша, она совершенно согласно сменяется "кварцитовой" иенгрской серией и даже связана с ней латеральными взаимопереходами. Кстати, на схематической карте Е.А. Кулиша в этом районе шита отчетливо выступают куполо- и чашеобразные структуры, в которые деформирована иенгрская серия.

Восточные районы шита. В восточной части шита над сутамской свитой, прослеженной из центральных районов, расположенных западнее Тыркандинского разлома, выделяли еще две свиты джелтулинской серии - худурканскую и альванарскую общей мощностью 8-10 км. Они охарактеризованы гранат-биотитовыми гнейсами, наряду с которыми значительно распространены плагиогнейсы и основные кристаллические сланцы, местами также мраморы [Мошкин, 1963, 1966; Мошкин, Рассказов, 1966; Мошкин, Шпак, 1966]. Серия имеет эвгеосинклинальный облик, что сближает восточные районы шита с его южной зоной. Однако исследования Г.Ю. Лагздиной, а позднее и П.А. Копылова [1971] показали, что сутамская свита здесь теряет свою индивидуальность и джелтулинскую серию в целом невозможно отделить от гиперстенсодержащих пород тимптонской, что оправдывало объединение их в тимптоно-джелтулинский комплекс (см. рис. 8). На юго-востоке шита 15-километровый разрез, в котором также большую роль играют основные кристаллические сланцы, а в верхней его части и мраморы, П.А. Копылов [1971] сопоставил только с тимптоно-джелтулинским комплексом (см. рис. 9, колонка 3); подошва комплекса не вскрыта.

Южная зона. Она представлена отдельными тектоническими блоками, расположена вдоль Южно-Алданского (Станового) разлома, т.е.

является зоной сочленения шита со Становым поясом, и некоторыми геологами [Судовиков и др., 1965] рассматривается, по крайней мере частью, в составе последнего (см. рис. 8).

В западном Верхнетимптонском блоке (именуемом также Иенгрским), расположенном в верховьях рек Тимптон, Иенгра, Гоннам и Чульман, разрез нижнего архея изучался А.Н. Нееловым [Судовиков и др., 1965], В.Г. Ветлужских, В.А. Кудрявцевым и Н.А. Соколовым [1966], Л.М. Реутовым [1971]. Изученные разрезы оказались трудносопоставимыми, что явилось следствием их составления в очень сложном по строению тектоническом блоке, представление о котором может дать схема в работе В.Г. Ветлужских и др. [1966].

Комплекс кристаллических пород, участвующий в строении блока, именуется серией Зверева (в честь одного из первых исследователей Алдан-Становой области - В.Н. Зверева), хотя В.Г. Ветлужских с соавторами нижнюю часть комплекса выделял в самостоятельную кабактинскую серию, а комплекс в целом, на основе сопоставления его с курультинским Олексинской зоны, назвал курультино-гонамским.

Обращает на себя внимание исключительная роль в его составе основных кристаллических сланцев и гнейсов, преимущественно гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, амфиболовых, пироксен- и биотит-амфиболовых. Им подчинены амфиболиты, высокоглиноземистые и гранатсодержащие кристаллические сланцы, биотитовые гнейсы и кварциты. Присутствуют также основные и ультраосновные интрузивные породы, слагающие согласные пластовые тела. Эти породы, испытавшие складчатость и метаморфизм в гранулитовой фации вместе с вмещающей толщей, превращены в метагаббро, пироксеновые амфиболиты и оливин-пироксеновые сланцы. Весь комплекс в целом мощностью до 10-11 км (по В.П. Ветлужских и др. до 15 км) отвечает эвгеосинклинальным или океаническим формациям спилито-диабазов группы или офиолитовой серии (см. рис. 9, колонка 4). К породам комплекса относятся К-Аг определения возраста по гиперстену - 4520 (?), по амфиболу - 3400 и по биотиту - 2590 млн. лет [Геохронология ..., 1968]. По-видимому, последняя датировка относится к главному этапу метаморфизма, но вдоль Южно-Алданского разлома и в других приразломных зонах местами широко проявился регрессивный метаморфизм в амфиболитовой фации, вероятные возрастные пределы которого по К-Аг определениям укладываются в интервале 2050-1900 млн. лет. Поздние процессы регрессивного метаморфизма в эпидот-амфиболитовой фации происходили в более широком интервале времени - от 1900 до 1300 млн. лет. В.Г. Ветлужских, В.А. Кудрявцев и Н.А. Соколов [1966], основываясь на почти полном отсутствии карбонатных пород и несопоставимости с разрезом алданского комплекса, предполагают большую древность всей серии Зверева (вместе с кабактинской) Верхнетимптонского блока, однако Н.Г. Судовиков и другие [1965] утверждают соответствие ее алданскому комплексу. Л.М. Реутов [1971], основываясь именно на сопоставимости с разрезом прилегающей части ши-

та (см. рис. 9, колонка 3), указывает на соответствие ее только иенгрской серии. Последнее предположение вероятно, хотя не исключена большая древность, по сравнению с иенгрской, нижней (кабактинской) части серии Зверева. И.М. Фрумкин, следуя А.Г. Кацу и А.Н. Неелову, объяснил формационные отличия серии Зверева от иенгрской серии более северных районов шита образованием первой во внутренней, эвгеосинклинальной зоне геосинклинальной области в широком ее понимании. Это в общем правильное заключение требует, однако, некоторых корректив, о которых будет говориться ниже.

Восточнее, в верховьях Сутама, выступает Сутамский блок, в отличие от Верхнетимптонского полностью расположенный в северном крыле Южно-Алданского разлома, почему все геологи включают его в Алданский шит (рис. 11). По В.А. Кудрявцеву [1966], блок полностью сложен основными метаэффузивами и подчиненными им ультраосновными породами и высокоглиноземистыми и железистыми сланцами (см. рис. 9, колонка 5). Характеристика кристаллических пород, приводимая в более поздних работах [Зедгенизов, 1971; Энтин и др., 1971], намного подробнее, но принципиальных отличий не содержит. Породы сутамского комплекса также метаморфизованы в гранулитовой фации, но в условиях наибольших давлений (до 10 кбар) и сравнительно невысоких температур [Маракушев, 1968]; слабое проявление гранитизации и гранитоидного магматизма здесь могло быть связано с безводностью процесса преобразования пород.

Основываясь на очень значительной глубинности, А.А. Маракушев и ряд других геологов считают толщу Сутамского блока древнее алданского комплекса. Выводы А.Н. Зедгенизова [1971] близки к заключению А.А. Маракушева, хотя А.Н. Зедгенизов допускает соответствие 3-4-километровой верхней части толщи (юктинской и бакаранской свит) иенгрской серии в понимании ее Е.А. Кулишом [1964]. В.А. Кудрявцев [1966], наоборот, поднимает рассматриваемую толщу до уровня сутамской свиты желтулинской серии, не исключая соответствия нижней ее части тимптонской серии. Наконец, А.Р. Энтин, В.А. Мокроусов и А.И. Чекирда [1971] частично подтверждают предположение В.А. Кудрявцева, но опускают нижнюю границу толщи почти до кровли федоровской свиты иенгрской серии. Заключение этих исследователей, опиравшихся на закартированные латеральные взаимоотношения толщи с сопоставляемыми с ней свитами, по-видимому, наиболее обоснованно. Судя по очень большой мощности, оцениваемой до 16-18 км, толща действительно может соответствовать большей части алданского комплекса и даже доиенгрской части курультино-гонамского. Но и в этом случае верхняя часть толщи Сутамского блока должна была отлагаться в глубоко погружавшемся эвгеосинклинальном прогибе в то послеиенгрское время, когда севернее уже формировались гранито-гнейсовые купола. Метаморфизм очень больших давлений (10 кбар) мог обуславливаться независимо от возраста толщи не только чрезмерным погружением (до глубины порядка 30 км), которое, безусловно, имело место, но и избыточным давлением сжатия при фор-

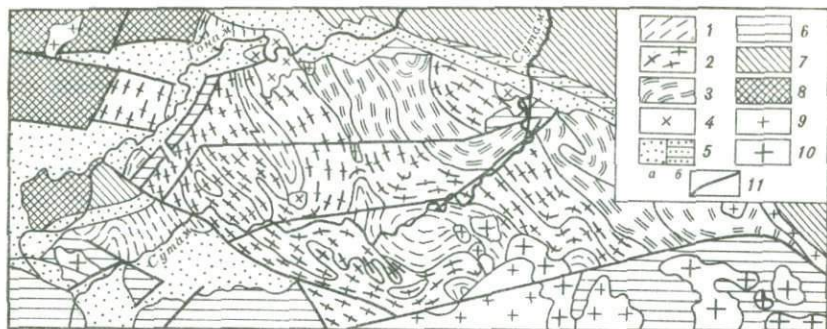


Рис. 11. Схема строения Сутамского блока по В.А. Кудрявцеву [1966] с упрощениями

1-3 - архей Сутамской глыбы, подсерии: 1 - верхняя - пироксеновые плагиосланцы, 2 - средняя - эндербиты, итабириты, глиноземистые плагиогнейсы, 3 - нижняя - диопсидовые плагиосланцы и мраморы, графит-силиманитовые гнейсы, гиперстеновые сланцы; 4 - архейские гранитоиды; 5 - осадочный чехол: мезозой (а), рифей-кембрий (б); 6 - становой комплекс; 7 - джелтулинская и тимитонская серии; 8 - иенгрская серия; 9, 10 - гранитоиды: 9 - мезозойские, 10 - протерозойские; 11 - разломы

мировании складок Сутамского блока и сближении дизъюнктивных стенок рамы, между которыми он зажат.

На основании базитового состава всей сутамской толщи (и курультино-гонямского комплекса) З.М. Глуховский, В.М. Моралев и М.И. Казьмин [1977] пришли к выводу о существовании здесь выступа предполагавшейся Н.В. Фроловой архейской протокры, сложенной metabазальтами, отвечающими толеитовой серии океанов. По их данным, содержащиеся в толще ультраосновные породы представлены перидолитами, свидетельствующими о неглубоком положении верхней мантии, откуда они могли внедряться в виде "холодных" протрузий. Л.В. Витте и Э.Э. Фотиади [1977] также сочли породы Сутамского блока представителями "базальтового" слоя коры, хотя в пределах щита в целом преобладает, по их мнению, зрелая континентальная кора. Со своей стороны мы обращаем внимание на участие в строении сутамской толщи (как и курультинского комплекса), помимо metabазитов, глубоко метаморфизованных морских осадочных, в том числе кремнистых, пород, что подтверждает образование "базальтового" слоя древней коры в ходе океанической седиментации [Васильковский, 1970, 1978]. Большая мощность metabазитовой коры Сутамского блока может являться результатом скучивания сутамской толщи при сжатии и складкообразовании, охвативших прогиб. В то же время в северной зоне щита происходило некоторое растяжение литосферы, что обусловило повышенную ее проницаемость и усиление потока ювенильных горячих флюидов, вызвавшего гранитизацию с генерацией значительных масс гранитной магмы.

Помимо алданского комплекса, в пределах щита, главным образом в его западной окраинной части, выделяется менее распространенный и слабее метаморфизованный комплекс пород, представленный чульманской серией и ее близкими стратиграфическими аналогами. Он, безусловно, моложе алданского, но взаимоотношения с ним не всегда ясны, хотя на основании резких различий по степени метаморфизма считаются несогласными. Полагают также, что образование пород комплекса происходило в узких наложенных трогах растяжения, однако ниже обосновывается возможность отложения его исходных пород в унаследованных прогибах, позднее превращенных в грабены.

Чульманский грабен, сложенный одноименной серией, расположен в верховьях р. Чульман, в зоне сочленения щита со Становым поясом. Породами серии сложен тектонический клин, вытянутый среди диафторированных сланцев вдоль Южно-Алданского разлома. В составе серии участвуют биотит-альбит-кварцевые сланцы, биотитовые гнейсы и подчиненные им амфиболиты, кварциты и отдельные пласты известняка. Толща охвачена региональным метаморфизмом в эпидот-амфиболитовой фации 1830-1400 млн. лет назад и прорвана слюдяными гранитами [Геология..., 1965].

К северу от Чульманского грабена находятся вытянутые в меридиональном направлении Амедичинский, Ярогинский и Субганский грабены. Амедичинский грабен, тяготея к центральной части щита, расположен на междуречье Чуги и Амедичи, где выделен Л.М. Реутовым [1978] под названием Амедичинского трога, приуроченного к Ярогинскому глубинному разлому. По его данным, трог имеет ширину до 20 км, наложен (?) на архейское основание и выполнен терригенно-вулканогенной толщей мощностью 5,2-6,4 км, метаморфизованной в амфиболитовой фации и сопоставленной им с субганским комплексом верхнего архея (?) - нижнего протерозоя.

Западнее, в бассейне р. Ярогу, известен Ярогинский грабен, выполненный аналогичной серией, но менее метаморфизованной. В ней В.И. Березкиным [1971] выделены толщи: 1) слюдистых кварцитов; 2) кварцито-песчаников; 3) слюдистых кварц-полевошпатовых сланцев; 4) графит-кварцевых сланцев; 5) кристаллических известняков с конгломератами в основании; 6) полимиктовых песчаников и гравелитов с прослоями конгломератов. Мощность толщ 2-2,2 км (см. рис. 9, колонка 6). В первой и третьей толщах имеются прослои роговообманковых (амфиболовых) и актинолитовых сланцев, вероятно образовавшихся по основным вулканическим породам.

Субганский грабен находится еще западнее, на границе щита с Олекминской зоной, где выделяемая в нем субганская серия (см. рис. 9, колонка 7) представлена толщами: 1) амфиболовых сланцев; 2) амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев; 3) слюдяных сланцев. Общая мощность толщ 1,3 км (по другим авторам до 3 км). Выше третьей толщи В.И. Березкиным выделялась толща порфиروي-

дов, представляющих собой не эффузивы, а результат перекристаллизации архейских гнейсов в зоне их тектонического контакта с субганской серией.

Породы всех четырех грабенов, несомненно, представлены геосинклинальными образованиями, в той или иной мере насыщенными метаморфизованными продуктами подводного базальтового вулканизма.

Толща пород мощностью до 5 км, метаморфизованных в амфиболитовой же фации, описана В.И. Кицулом и К.А. Лазебником [1966] и в северной части щита, в районе слияния Унгры с Алданом. Она также приурочена к тектоническому блоку, зажатому среди пород алданского комплекса, и состоит из амфиболовых, диопсид-амфиболовых, биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев с линзами амфиболитов и пачками кварцитов. В целом она по первоначальному составу отвечает спилито-кремнистой формации. В.И. Кицул и К.А. Лазебник отмечают видимое согласное ее залегание на кварцевой венгерской (?) серии, но предполагают все же структурное несогласие между ними (рис. 12).

Возраст метаморфизма пород, определяемый K-Ar датировками, для чульманской серии укладывается в широкий интервал - от 1830 до 1400 млн. лет [Геология ..., 1965], а для унградской (два определения) - 2150 и 1906 млн. лет. Кроме того, имеется одно значение для пород чульманской серии по амфиболу - 2400 млн. лет [Тугаринов, Войткевич, 1966] и U-Pb дата 2130 млн. лет по ортиту из флогопит-диопсидовой жилы, пересекающей унградскую серию. Для гранитов и связанных с ними пегматитов, прорывающих чульманскую, ярогинскую и субганскую серии, В.И. Березкин приводит несколько K-Ar датировок, укладывающихся в сравнительно узкий интервал - от  $2034 \pm 95$  до  $1862 \pm 20$  млн. лет. Подошва последних трех серий эрозией не вскрыта, характер же взаимоотношения унградской серии с алданским комплексом строго не установлен. Если она действительно залегает на верхнеалданской серии (см. рис. 12), то, несмотря на отсутствие углового несогласия, нужно предполагать очень длительный (до  $10^9$  лет) перерыв. Однако наличие кварцитовых пачек не исключено и в более молодых членах разреза алданского комплекса, вплоть до самых верхних, и тогда параллельное залегание слоев унградской серии и алданского комплекса может быть истолковано совершенно иначе. Эвгеосинклинальные образования, как правило, не отделяются крупными несогласиями и перерывами от подстилающих эвгеосинклинальных же или океанических формаций.

Вполне вероятно, что все четыре серии (толщи) являются несколько разновозрастными фрагментами единого комплекса, из которых, судя по степени метаморфизма, древнейшим является унградский, а наиболее молодым - ярогинский. Столь же возможно образование этого комплекса в едином остаточном эвгеосинклинальном бассейне, расчлененном позднее на Чульманско-Унградский и Субганский, а может быть, также и на самостоятельные Ярогинский и Амедицинский прогибы. Судя по преобладанию, по крайней мере в нижней части комплекса, эвгеосинклинальных формаций, отвечаю-

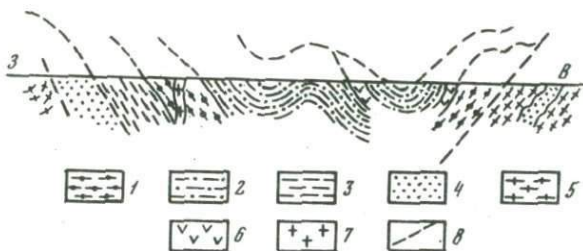


Рис. 12. Структурно-петрографический разрез унгринского комплекса по В.И. Кицулу и К.А. Лазебнику [1966] с упрощениями

1 - амфиболовые сланцы и гнейсы; 2 - амфиболиты; 3 - биотитовые сланцы и гнейсы; 4-6 - верхнеалданская свита: 4 - кварциты, 5 - гранито-гнейсы, 6 - метабориты; 7 - граниты; 8 - разломы

ших сравнительно глубоководным пелагическим обстановкам, седиментация осадочного и вулканического материала не ограничивалась узкими "трогами", а происходила в достаточно обширном бассейне, занимавшем западную часть области щита и прилегающую Олекминскую зону. Результатом явилось накопление 10-километрового чульманского комплекса. Появление грубообломочного материала в ярогинской серии, т.е. в верхней его части, может быть следствием тектонического расчленения ложа этого бассейна поднимавшимися складчатыми структурами на отдельные прогибы. Это, а также радиометрические датировки метаморфизма и становления интрузий свидетельствуют о наступлении в раннем протерозое орогенного этапа.

#### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ВОЗРАСТ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Среди архейских интрузивных пород щита в 50-х годах различали две группы - образовавшуюся до железо-магнезиально-кальциевого (диопсидового) метасоматоза и сформировавшуюся после него; в третью группу включали интрузии, прорывающие чульманскую серию [Дзевановский, 1958; 1963; Дзевановский, Судовиков, 1960; Судовиков и др., 1962, 1965]. Позже вносились существенные коррективы [Мошкин, 1966], но это деление в основном оставалось в силе. Наметилась следующая последовательность.

1-я группа: а) габбро, нориты, пироксениты, перидотиты, обычно превращенные в амфиболиты и ультраосновные сланцы, вошедшие в слоистую структуру архея. Позже формировались гранитоиды этой группы; б) плагиограниты (трондьемиты), превращенные в ортогнейсы и образующие сравнительно небольшие тела, как правило не выделяемые среди вмещающих толщ; в) мигматиты, ксенолиты которых встречаются в биотит-амфиболовых гранитах; г) соскладчатые биотит-амфиболовые граниты, образующие послойные инъекции, вызвавшие метаморфизм пород ингрской и тимптонской серий и с которыми, по

Н.Г. Судовикову, связан фронт базификации, выраженный железомagneзиально-кальциевым метасоматозом.

2-я группа: д) гранитоиды группы – послескладчатые красные калиевые аляскитовые граниты, образующие в отличие от конкордантных интрузий 1-й группы четко отграниченные от вмещающих толщ алданского комплекса плутоны.

3-я группа: е) комплекс интрузивных пород, прорывающих чультманскую серию и ее аналоги. Это, по-видимому, последовательный ряд от доскладчатых габбро и диабазов (габбро-амфиболитов и метадиабазов) до соскладчатых или послескладчатых гранитоидов.

Образование гранитоидов 1-й группы Н.Г. Судовиков и Ю.К. Дзевановский связывали с раннеархейской эпохой усиления процессов метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма, которую, опираясь на К-Аг датировки Э.К. Герлинга по биотитам, они относили к интервалу 2120–1830 млн. лет. Внедрения гранитов 2-й группы укладывались в узкий интервал 1740–1700 млн. лет, тоже не выходящий за рамки среднего протерозоя. Близкими по возрасту оказались граниты, прорывающие чультманскую серию, – до 2150 млн. лет.

Позднее А.И. Тугаринов и Г.В. Войткевич [1966] не упомянули (по-видимому, как ошибочные) К-Аг датировки до 4500 млн. лет, полученные для метаморфических пород курультино-гонамского комплекса [Герлинг и др., 1963], но учли значение 2800 млн. лет, полученное U-Pb-Th методом для ранних мигматитов. Однако эту дату они отнесли не ко времени внедрения мигматитов, а к содержащимся в них минералам, "указывающим на гораздо более древний возраст первичной толщи" [Тугаринов, Войткевич, 1966, с. 180]. Тем самым эту дату, со ссылками на предварительный характер ее определения, они приняли за минимальное значение нижнего предела времени седиментации алданского комплекса, а дату 1900±100 млн. лет, определенную для пегматитов и метасоматитов, – за верхний ее предел. Возраст процессов первой мигматизации и первого метаморфизма алданского комплекса ими был оценен в 2400 млн. лет, считая, что рудообразование и метасоматоз протекали позднее, в условиях уже сформировавшейся жесткой структуры щита (около 2000 млн. лет), в эпоху становления интрузий "платформенного типа" (2-я группа), которые завершили активную геологическую историю Алданского щита около 1900 млн. лет назад [Тугаринов, Войткевич, 1966, с. 183].

Таким образом, согласно выводам А.И. Тугаринова и Г.В. Войткевича, сложенная архейско-раннепротерозойскими вулканогенными и осадочными толщами складчато-метаморфическая структура Алданского щита окончательно сформировалась в среднем протерозое. Это заключение годом позже было подтверждено на основании использования U-Pb метода для апатита – 1880±10 млн. лет [Тугаринов и др., 1967].

Более полное использование методов и результатов радиометрических определений побудило ряд авторов вернуться к прежним, безрушим началу от Д.С. Коржинского, Н.В. Фроловой и Е.М. Лазько представлениям об архейском возрасте всего алданского кристаллического комплекса.

Э.К. Герлинг и его соавторы [1970; Соботович и др., 1973] определяли возраст карбонатных пород комплекса U-Pb изохронным методом, причем была сделана попытка определения возраста как исходных пород, так и процессов их преобразования. Для мраморов иджакской и федоровской свит иенгрской серии были получены предельно древние значения, до  $3200 \pm 400 - 600$  млн. лет. Для мраморов же сутамской свиты желтулинской серии самые низкие значения порядка 2300 млн. лет. Однако анализ мраморов этой свиты, содержащих только рассеянный уран (т.е. лишенных позднее привнесенного урана в аксессуориях или при вторичном минералообразовании), дал возраст 2600 млн. лет, признанный авторами более достоверным (по-видимому, для исходных пород).

Тем не менее если учесть, что до иджакской свиты отлагалась 5-километровая верхнеалданская свита и нижняя часть многокилометровой толщи Сутамского блока, а над сутамской свитой в восточной части щита лежит почти 8-километровая толща желтулинской же серии, то интервал времени образования всего алданского комплекса нужно расширить в сторону как более древних (возможно, до 3200 млн. лет), так и более молодых значений, вероятно, до верхнего предела, по А.И. Тугаринову и Г.В. Войткевичу - около 2400-2200 млн. лет.

Д.А. Михайловым и О.А. Левченковым [Геохронология..., 1968; Соботович и др., 1969; Михайлов, Левченков, 1971] приняты почти те же пределы времени как образования, так и ультраметаморфизма алданского кристаллического комплекса (вероятно, завершившегося формированием гранитов 1-й группы) - 4200-2800 млн. лет, хотя к гранулитовому метаморфизму сутамской толщи и желтулинской серии отнесена дата 2660 млн. лет. Это процессы "первого периода диастрофизма". Ими же процессы регрессивного метаморфизма алданского комплекса в амфиболитовой фации, прогрессивного метаморфизма в той же фации унгринской толщи (чულманского комплекса), внедрение гранитов 2-й группы и гранитов, прорывающих унгринскую толщу, наконец, образование по ним некоторых ранних (биметасоматитов), а затем и жильных диопсидовых метасоматитов укладываются в интервал времени от  $2150 \pm 200$  до  $1900 \pm 1870$  млн. лет. Тем самым все процессы, происходившие в этом интервале длительностью около 300 млн. лет, резко отрываются от формирования гранулитового комплекса и консолидации всего щита, якобы полностью завершившейся 2800 млн. лет назад. Несмотря на различия значений возраста в 250 млн. лет, некоторые авторы склонны перечисленные процессы в ряде случаев считать синхронными и генетически взаимосвязанными. Это относится прежде всего к прогрессивному метаморфизму в амфиболитовой фации, к наложенному регрессивному метаморфизму в той же фации и к образованию метаморфических диопсидовых метасоматитов, хотя внедрение гранитов, сопровождавшееся образованием контактовых диопсидовых метасоматитов, могло происходить позже регионального метаморфизма. После этого уже в гранитах формировались жильные диопсидовые метасоматиты.

Д.А. Михайлов и О.А. Левченков все процессы, проявившиеся после консолидации щита, объединяют во "второй период диастрофизма", который "завершился формированием зон бластомилонитизации, отвечающих условиям низкотемпературной амфиболитовой фации, и внедрением гранит-пегматитов, часто приуроченных к этим зонам и прорывающих их. Бластомилониты датируются по валовым пробам K-Ar методом (1850 млн. лет), а гранит-пегматиты по ортиту Pb-Pb изохронным ( $1700 \pm 120$  млн. лет). Таким образом, второй период диастрофизма датируется интервалом 2140-1700 млн. лет, внутри которого последовательность геологических процессов подтверждается их изотопным возрастом и дает возможность наметить генетическую связь Fe-Mg-Ca метасоматоза с региональным метаморфизмом в амфиболитовой фации... В условиях гранулитовой фации метаморфизма при высоком давлении и низкой активности воды, магния и щелочей формировались лишь маломощные мономинеральные прослои диопсидовых пород" [Михайлов, Левченков, 1971, с. 101].

Использование для определения радиометрического возраста полиметаморфических кристаллических пород алданского комплекса разных методов по валовым пробам и отдельным минералам приводило к большому разбросу получаемых датировок, до сотен миллионов и даже более миллиарда лет, что и ставило геологов в большое затруднение. Недавно С.В. Брант с соавторами [1978] привел гистограмму многочисленных K-Ar датировок, полученных для алданских пород по разным минералам (разброс их от 500 млн. до 8 млрд. лет), на которой главный максимум значений уложился в интервале 2000-1700 млн. лет. В этой же работе описаны результаты выполненного ими геохронометрического изучения пород федоровской свиты иенгрской серии, отобранных по р. Тимптон. Принимая во внимание, что основными стандартными методами для древнейших пород являются Rb-Sr и U-Pb конкордий-дискордий, и учитывая также, что вторым методом надежный результат был получен ранее [Тугаринов и др., 1967], авторы использовали изохронный Rb-Sr метод, ранее не привлекавшийся. Полученные Rb-Sr значения дали возраст исходных пород кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов федоровской свиты  $2248 \pm 39$  млн. лет и возраст изменений наложенными процессами пород, вмещающих федоровскую группу флогопитовых месторождений,  $1980 \pm 25$  млн. лет.

Первую цифру, вероятно, следует отнести к завершению гранулитового метаморфизма мигматизацией (с образованием гнейсовых куполов и гранитоидов 2-й группы), т.е. процесса, начавшегося 2800-2660 млн. лет назад и охватившего главным образом центральную и южную части щита и распространившегося затем на его восточную зону (2600-2400 млн. лет). В западной части щита сохранились остаточные геосинклинальные прогибы Чульманско-Унгринской зоны. Завершение этого процесса следует рассматривать как "первый период диастрофизма".

Вторая цифра, близкая к полученной U-Pb методом ( $1880 \pm 10$  млн. лет) и укладывающаяся в максимум гистограммы K-Ar датировок, может отвечать "второму периоду диастрофизма", проте-

кавшему в интервале 2150–1850, а затем до 1700 млн. лет, т.е. в основном в среднем протерозое. В течение этого периода складкообразование, прогрессивный метаморфизм в амфиболитовой фации и гранитоидный магматизм (3-я группа гранитов) распространились на прогибы Чульманско-Унгринской зоны, тогда как структуры щита, сформировавшиеся в течение "первого периода диастрофизма", подвергались ретроградному метаморфизму в амфиболитовой фации, внедрению ниже-среднепротерозойских интрузивных пород 2-й группы и железо-магнезиально-кальциевому метасоматозу. Ниже будет ясно, что "второму периоду диастрофизма" Алданского щита соответствует главный этап формирования Станового пояса.

#### ДОРИФЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Мы не склонны столь строго разграничивать важнейшие геологические события всеобщими для щита изохронными рубежами. Появление таких рубежей становилось все менее возможным по мере усложнения его структуры, начавшегося с зарождением первых эмбрионов гранито-гнейсовых куполов. В разделяющих последние остаточных седиментационных прогибах течение некоторых процессов (тектонические деформации, гранитоидный магматизм и др.) неизбежно отставало от происходивших в зонах поднятий, не говоря о возникновении качественных различий в самих процессах. Однако из-за недостаточности фактических данных раскрытие даже важнейших различий и деталей процессов сейчас невозможно. Можно наметить лишь общий вероятный ход формирования щита. Алданский кристаллический комплекс образован первично-вулканогенными и осадочными породами, разрез которых обнаруживает сходство с формациями океаническо-эвгеосинклинального ряда. В силу громадной (до 20 км и более) мощности и погружения в зоны высоких давлений и температур нижняя часть комплекса еще до окончания его накопления и наступления складчатых деформаций, вероятно, подвергалась региональному метаморфизму, после чего происходило вовлечение его в процессы складкообразования, гранитоидного магматизма и, наконец, в платформенный режим. Таким образом, намечается возможность выделения догеосинклинального или океанического, протогеосинклинального, геосинклинально-орогенного и платформенного этапов развития области щита.

Догеосинклинальный этап. В ходе первого этапа почти повсеместно происходило накопление продуктов подводного базальтового вулканизма, местами подавлявшееся седиментацией генетически связанных с ними кремнистых и глиноземистых (до высокоглиноземистых) осадков, составляющих главным образом иенгскую серию. Особенно насыщены вулканитами курультино-гонамский комплекс Верхнетимтонского блока и низы сурамской толщи. В течение этого этапа в слоистые осадочно-вулканогенные толщи внедрялась часть доскладчатых пластовых тел габбро, габбро-диабазов, норитов, перидотитов и др.

Впервые наиболее близко к выделению этого этапа подошла Н.В. Фролова [1951, 1953, 1962 и др.], обосновавшая вывод об отсутствии в Алданском щите гранитов древнее слагающего его комплекса парапорд. Граниты здесь образовались позднее в процессе ультраметаморфизма или гранитизации исходных пород, обусловленном просачиванием горячих глубинных растворов. Об этом свидетельствует и валовой химический состав парапорд, который отличается от состава гранитов, но ближе к базальтам. Кора в то время была базальтовой, и осадки возникали как в результате ее разрушения, так и за счет дезинтеграции вновь изливавшихся базальтов.

Далее, Н.В. Фролова, а за ней Е.И. Лавренко и Е.М. Лазько [1960] пришли также к выводу о хемогенном происхождении кремнистых, железистых и высокоглиноземистых осадков, за счет которых образовались кварциты, джеспилиты, силлиманитовые, кордиеритовые и другие кристаллические сланцы иенгрской серии, почти лишенной первично-терригенных пород. Весь комплекс в первоначальном своем виде был настолько сходен с геосинклинальными образованиями, что Н.В. Фролова нашла возможным предполагать повсеместное в то время существование в Восточной Сибири геосинклинального режима, но специфического, не соответствующего целиком геосинклинальным условиям более поздних этапов. Отличия, в частности, связаны с отсутствием раннеархейских платформ.

Выводы Н.В. Фроловой, шедшие вразрез с господствовавшими представлениями о первичности древних гранитов и "гранитного" слоя коры, в то время не получили признания. С критикой представлений Н.В. Фроловой о роли гранитизации в образовании "гранитного" слоя коры выступили Е.Н. Люстих и А.Я. Салтыковский [1961], согласно расчетам которых для образования таким путем "гранитного" слоя из недр Земли должно было поступить намного больше растворов, чем вся масса океанической гидросферы. Позднее Е.А. Кулиш [1964а, 1977] на основании обломочной структуры кварцитов или присутствия в них обломочного циркона предположил распространение среди них метаморфизованных песчаников, образовавшихся при разрушении более древних, доиенгрских гранитов.

Расчеты первых двух авторов несомненно ошибочны, так как в них чуть ли не на порядок преувеличено количество гранитного материала в континентальной коре, но сильно занижена оценка объема воды, поступавшей из недр. Мнение же Е.А. Кулиша может быть справедливо лишь для кварцитов верхов алданского комплекса или для изучавшихся им кварцитов борсалинской серии Олекминской зоны.

К представлениям Н.В. Фроловой приходили в различных вариантах, помимо автора [Васильковский, 1959, 1960, 1968], также Е.В. Павловский [1970, 1975], Е.В. Павловский и М.С. Марков [1963], Е.А. Кулиш [1975], Р.Ф. Черкасов [1979], С.Д. Великославинский [1976] и др. Сейчас же становится все более ясным, что эвгеосинклинальные кремнисто-вулканогенные формации в больших масштабах отлагались, как правило, в бассейнах, под которыми

кора лишена "гранитного" слоя, а также и то, что во многих случаях эти формации с одинаковым основанием могут рассматриваться как протоокеанические; такие формации, насыщенные базитами, могли формировать базальтовый слой коры [Васильковский, 1960, 1970].

Однако разрез даже древнейшей, иенгской серии недостаточно насыщен базитами, чтобы за счет нее мог формироваться "базальтовый" слой. Такое насыщение можно ожидать в подиенгской части разреза, и это реально подтверждается составом курультино-гонамского комплекса в толще Сутамского блока Алданского щита.

Таким образом, имеются основания выделять в широких рамках догеосинклинального этапа развития Алданского щита протоокеаническую стадию. Начало ее может относиться к самой ранней эпохе архея, отстоящей от нашего времени на 3200–3500 млн. лет и более.

Еще более ранней, возможно, являлась лунная стадия, целесообразность выделения которой применительно к Земле в целом отстаивается М.В. Муратовым, К. Бенешем, И.В. Галибиной, Г.Н. Каттерфельдом, применительно же к области Алданского щита и Станового пояса – М.З. Глуховским [1975, 1976], а также им же совместно с Е.В. Павловским [1973]. "В катархее (или в лунную стадию) была создана первичная, относительно тонкая кора океанического типа, характеризующаяся на поверхности ландшафтом, подобным лунному" [Глуховский, 1975, с. 15]. Основанием служат обнаруженные на космических снимках признаки кольцевых структур на южной окраине и на западе щита, а также исключительная роль базальтового материала в составе древнейшего курультино-гонамского комплекса.

В последнее время предполагают существование на ранних стадиях развития Земли плотной существенно углекислой (подобной венерианской) или водно-углекислой ( $H_2O$  до 80–85%,  $CO_2$  до 15–20%) атмосферы. Аккумуляция ею солнечного тепла вызывала разогревание земной поверхности до 300–350°C, высокая же ее плотность обуславливала на последнюю давление до 150–200 атм. По В.И. Шульдинеру [1976], то и другое способствовало более близкому расположению к земной поверхности (чем в последующие эпохи) зон глубинного метаморфизма. Этим он обосновывает вероятность метаморфизма архейских толщ Алданского щита и Станового пояса в гранулитовой фации на меньших глубинах, чем это допускалось на основании термодинамических расчетов по минеральным ассоциациям, требующим давления до 10–12 кбар.

Эта идея вполне правдоподобна именно для самой ранней стадии развития Земли, закончившейся, вероятно, около 4000–3500 млн. лет назад, но вряд ли приложима к объяснению гранулитового метаморфизма алданского комплекса, протекавшего в пределах 2800–2200 млн. лет, когда земная атмосфера уже не так сильно отличалась от современной. Как указывалось, гранулитовый метаморфизм мог осуществляться еще в ходе образования осадочно-вулканического комплекса, но это не обеспечивало его погружения на

те глубины, где литостатическое давление могло бы достигнуть 10–12 кбар. Для этого недостаточно и дополнительной нагрузки чульманского комплекса, отлагавшегося к тому же далеко не повсеместно в пределах площади распространения гранулитовых фаций. Можно предполагать, что могли оказывать влияние такие факторы, как усиленный поток горячих глубинных флюидов, латеральное сжатие в ходе тектонических деформаций с вдавливанием блоков алданского комплекса на большую глубину, наконец, влияние очень большой (до 1 млрд. лет) длительности процесса. Проблема "глубинности" метаморфизма пород Алданского щита (и Станового пояса) требует дальнейшей разработки.

Протогеосинклинальный этап. Понимая геосинклинальную область как базальтовое океаническое ложе, подвергающееся расчленению геовантиклинальными поднятиями на отдельные седиментационные прогибы, за начало геосинклинального этапа мы принимаем время зарождения этих поднятий, развитие которых и вовлечение прогибов в складкообразование и метаморфизм приводили к формированию континентальной коры [Васильковский, 1960, 1964 и др.]. Для Алданского щита за начало протогеосинклинального этапа можно принять возникновение гранито-гнейсовых куполообразных структур, расчленивших протоокеаническое ложе на депрессионные зоны.

Судя по отдельным радиометрическим датировкам, зарождение гнейсовых куполов на фундаменте зеленокаменных ядер могло начаться около  $2800 \pm 300$  млн. лет назад, но происходило, вероятно, одновременно и вряд ли раньше этой даты, хотя Е.В. Павловский [1964, 1970, 1975], выделяя нуклеарную стадию, относит ее к интервалу 3300–2800 млн. лет. Дальнейшее формирование гнейсовых куполов щита происходило до вовлечения в этот процесс джелтулинской серии, возможно, до периода 2600–2200 млн. лет назад.

Гранито-гнейсовые купола (рис. 13; см. также рис. 10) имеют изометричные или сложноеоформленные очертания [Кудрявцев, 1966; Кулиш, 1964а; Максимов, Угрюмов, 1966; Угрюмов и др., 1971; Салоп, Травин, 1974]. Образование их происходило в условиях поступления глубинных флюидов, выносивших большое количество тепла, что обуславливало гранитизацию и генерацию гранитной магмы. Они не являлись аналогами структур островных дуг, и в их пределах признаки андезитового вулканизма не отмечены. Формирование куполов сначала происходило в глубинах коры по типу конседиментационных структур, но независимо от процессов складкообразования; это был доорогенный процесс, явившийся механизмом непосредственного преобразования океанической коры в кору континентального типа, или кору щитов. Возникали ядра роста "гранитного" слоя в его геофизическом и геологическом понимании. Это происходило в области океанического дна, на начальной стадии превращения его в расчлененную геовантиклинальными складчатыми поднятиями геосинклинальную область. Смежные прогибы одновременно проходили геосинклинально-депрессионный путь развития, и в них океаническо-эвгеосинклинальный ряд формаций завершил свое развитие в восточной (джелтулинская серия) и западной (чульман-

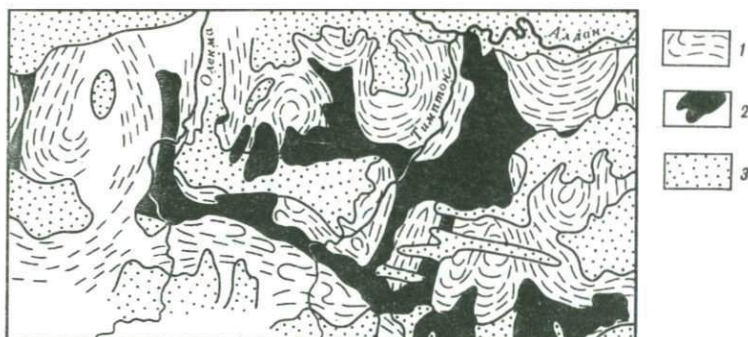


Рис. 13. Гнейсовые складчатые овалы в архейском комплексе Алданского щита [Салоп, Травин, 1974]

1 — гнейсовые овалы; 2 — межовальные поля; 3 — платформенный чехол

ский комплекс) частях щитов. Впрочем, самое начало надводного развития гранито-гнейсовых куполов, вероятно, находило отражение в появлении небольшого количества терригенного материала местами уже в тимптонской серии, а затем в его возрастающем участии в составе желтулинской.

Орогенный этап. Отсутствие молассовой формации в верхних членах разреза алданского комплекса создает на первый взгляд впечатление незавершенности геосинклинального развития области его распространения. Но это не противоречит признанию возможности вовлечения прогибов, постепенно заполнявшихся осадками желтулинской серии, в процесс формирования линейных складок в восточной части щита еще до конца архея, вероятно, главным образом в раннем протерозое — в интервале 2400–2200 млн. лет назад. Но главная стадия этапа или его завершения даже в центральной части щита приходилась на интервал 2200–1800 млн. лет, когда внедрялись дискордантные тела гранитов и аляскитов 2-й группы, сопровождаясь и завершаясь образованием контактовых и жильных диопсидовых метасоматитов и внедрением гранит-пегматитов [Михайлов, Левченков, 1971].

Орогенный этап развития на западной окраине щита, видимо, наступил несколько позднее, т.е. образование остаточных геосинклинальных прогибов Чульманско-Унгринской зоны протекало на фоне уже существовавшего горно-складчатого сооружения центральной части щита, подвергавшегося разрушению. Однако формирование интрагеоантиклинальных складчатых поднятий в пределах или около этой зоны, возможно, началось еще в позднем архее. Об этом свидетельствует обнаружение Е.А. Кулишом [1977] в одном из прогибов зоны не согласно(?) залегающей на тимптонской серии метаморфизованной толщи молассового типа мощностью до 2,7 км. Эта толща, соответствующая по возрасту борсалинской серии северо-западной ветви Станового пояса, представлена континентальными

(по мнению Е.А. Кулиша) конгломератами, гравелитами, граувакками, аркозами, глинами, бокситами и др.

Эвгеосинклинальные, в верхней части миогеосинклинальные и молассовидные образования самих прогибов Чульманско-Унгринской зоны вовлекались в складкообразование и метаморфизм в амфиболитовой фации главным образом в среднем протерозое, может быть, вплоть до раннего рифея. Об этом свидетельствуют К-Аг датировки возраста прорывающих чульманский метаморфический комплекс гранитоидов 3-й группы — от 2150 до 1850 или до 1700 млн. лет. В течение среднего протерозоя и рифея структура щита подвергалась почти предельной планации и на ее преимущественно окраинные зоны лег платформенный чехол. Область щита вступила в платформенный этап развития.\*

Весьма сложная последовательность геологических событий, совершившихся в течение раннего докембрия, протекала не изохронно, но выражала необратимый процесс преобразования океанической коры в зрелую континентальную. О ее глубинном строении в пределах Алданского щита можно судить по северной части профиля ГСЗ, пройденного от Джалинды через пос. Невер до Алдан-Улу, а также по гравиметрическим данным [Булин и др., 1972; Лишневецкий и др., 1968]. В центральной части щита мощность коры оценивается в 40–42 км (по гравиметрическим данным до 45–47 км). Гнейсогранитный слой, как и базальтовый, обладает мощностью порядка 20 км, причем внутри его на глубине 9–11 км, на границе с базальтовым слоем и на разделе Мохоровичича отмечены уровни наиболее интенсивных обменов. В зоне развития курультино-гонамского комплекса, сходного с комплексом гранулитовых пород высоких давлений Сутамского блока, мощность коры уменьшается до 35–40 км (по гравиметрическим данным до 43–45 км); уменьшается и мощность "гранитного" слоя — 15–18 км. В силу метабазитового состава мощного курультино-гонамского комплекса "гранитный" слой здесь может иметь место только в его геофизическом понимании.

#### ПОСЛЕРИФЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В позднем рифее выровненная поверхность щита стала затопляться морем, которое в раннем кембрии распространилось почти на большую часть его площади. Только в центральной его части сохранились небольшие участки суши. Отлагались терригенные, главным же образом карбонатные (с участием доломитов) прибрежные и мелководные осадки, местами разделенные перерывами. Это был эпиконтинентальный бассейн, широко открывавшийся на север и ограниченный с юга подножием возвышавшихся с раннего протерозоя складчатых гор Станового пояса. В среднем кембрии море освободило большую часть щита, и, хотя палеозойские (континентальные) отложения на его территории неизвестны, все данные говорят о постоянном существовании здесь суши до мезозоя, а затем до наших дней.

Нет признаков сколько-нибудь заметного проявления на щите магматизма в течение палеозоя. Лишь южнее г. Алдана отмечены

дайки траппового типа, внедрение которых могло происходить в перми или раннем триасе. Судя по спокойному залеганию рифейско-кембрийского чехла, а местами и мезозойских отложений, суша была равнинной и чехол не подвергался крупным тектоническим деформациям. Исключение составляет южная окраина щита. В связи с дифференцированными движениями преимущественно глыбового характера равнинные условия здесь нарушались и развивались седиментационные прогибы, в которых отлагались мезозойские континентальные образования.

Впадины имели субширотное простирание и некогда частично соединились в единый Южно-Якутский краевой прогиб.

В составе мезозойской толщи преобладают аллювиально-пролювиальные и озерно-болотные, в той или иной мере угленосные песчано-алевролитоглинистые осадки; подчиненную роль играют конгломераты и гравелиты. По остаткам растений и пресноводных моллюсков выделяют [Мокринский, 1962] верхнетриасовые (доухтинские), юрские (юхтинская, дурайская и горкитская свиты) и нижнемеловые отложения суммарной мощностью более 2,2 км, выше которых залегает 500-метровая меловая эффузивная толща плагиопорфиритов, кварцевых порфиров, фельзитов и их туфов. Кислые эффузивные породы в подчиненном количестве встречаются и в юрских отложениях. Наибольшая угленосность приурочена к горкитской свите. Мощность всей континентальной толщи свидетельствует о погружении впадин почти на 3 км, характер же самих отложений, в частности значительная роль грубообломочных пород, говорит об одновременном поднятии смежных с впадинами тектонических блоков, причем, по В.В. Мокринскому, снос обломочного материала происходил с воздымавшегося Станового хребта.

Большой интерес представляет магматическая деятельность, протекавшая в пределах щита с конца триаса до начала кайнозоя. Ю.А. Билибин еще в 1937 г. выделил здесь особую Алданскую щелочную петрографическую провинцию, где на очень большой площади распространены как эффузивные образования (вошедшие в разрез мезозоя), так и малые интрузии, размещенные преимущественно вдоль крупных разломов. Учитывая более поздние опубликованные данные, можно наметить следующую последовательность:

- триас – ранняя юра: мелкие интрузии гранитов, диоритов, сиенитов; излияния кварцевых порфиров, трахитов и ортофиров;
- ранняя – средняя юра: интрузии кварцевых порфиров, сиенит-порфиров и излияния риолитов, трахитов, порфиров, дацитов;
- поздняя юра – ранний мел: 1) в Амгинской зоне интрузии сиенитов и граносиенитов, в других зонах – диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов; 2) интрузии миссуритов, шонкинитов, псевдолейцитовых сиенитов и других щелочных габброидов и сиенитов; 3) интрузии сиенитов, граносиенитов, гранитов; 4) интрузии эгириновых гранитов и граносиенитов;
- ранний мел: мелкие интрузии андезитового монцонитового состава, а также излияния андезитов, а затем излияния риолитов;
- поздний мел(?): интрузии монцонитов;

кайнозой(?): мелкие интрузии дацитов и незначительные излияния оливиновых базальтов и плагиобазальтов на юге щита.

Ю.А. Билибин связывал мезозойско-кайнозойский магматизм Алданского щита с родоначальной магмой нормального базальтового состава и ее двукратной (диффузионной магматической и кристаллизационной) дифференциацией, но не с гранитоидным процессом.

Мезозойские отложения легли на частично размытые кембрийские и рифейские отложения чехла довольно значительной мощности, местами же непосредственно на кристаллический фундамент. Первое указывает на некоторую унаследованность мезозойского Южно-Якутского прогиба от прогиба, существовавшего в рифее и кембрии, однако не вызывает сомнения заложение его еще в рифее на жестком кристаллическом фундаменте. Прогибание в мезозое здесь было связано с омоложением древних разломов, к которым, особенно в меловой период, приурочивалась вулканическая деятельность, а в конце мела и в послемеловое время — внедрение субшелочных и щелочных интрузивных пород. Сама мезозойская толща испытала складчатые деформации, связанные с разрывными перемещениями, имевшими характер надвигов и сбросов. Опускание и поднятие по ним отдельных блоков разобшили единую депрессию на ряд изолированных кулисообразно расположенных тектонических впадин — грабенов. Формирование мезозойских структур в зоне Южно-Якутского прогиба представляет собой типичный пример тектоно-магматической активизации древнего платформенного массива.

Представляет интерес направление стока из пресноводных бассейнов мезозойского Южно-Якутского прогиба. Этот сток не мог быть направлен на восток или юг, где возвышались зарождавшиеся хребты Сетте-Дабана, Становика и Джугджура. В то же время останцы юрских пресноводных отложений, сохранившиеся к северу от Южно-Якутского угленосного бассейна на водоразделах рек Олекмы, Амги и Алдана, говорят о стоке в сторону Вилюйской синеклизы и Приверхоанского прогиба. А.Г. Кац полагал, что к северу от Южно-Якутской мезозойской депрессии простиралась низменная равнина с неглубокими озерами, располагавшимися на широких поймах речных долин.

В конце мезозойской эры началось общее поднятие области щита и связанное с этим врезание речной сети до его кристаллического фундамента.

## СТАНОВОЙ ПОЯС

### ПОНЯТИЕ О СТАНОВОМ ПОЯСЕ И СТАНОВОМ КОМПЛЕКСЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Принципиальные вопросы геологии Станового пояса, его стратиграфии, структурных взаимоотношений с Алданским щитом, геологического районирования и даже пределов самого пояса составили предмет многолетней дискуссии и во многом остаются спорными до настоящего времени. Прекрасный критический обзор развития представлений о Становом поясе дан более 12 лет назад в одной из

работ С.П. Кориковского [1967], и нужно сказать, что состояние проблемы с тех пор изменилось, пожалуй, только к худшему.

Понятие о становом метаморфическом комплексе, как и о связанных с ним древнестановых гранитах, было введено в 30-х годах Д.С. Коржинским [1936, 1939]. Он уже тогда нашел, что по характеру метаморфизма кристаллические сланцы этого комплекса резко отличаются от кристаллических пород щита. И тем не менее Д.С. Коржинский понимал становой комплекс лишь в том смысле, что это тот же алданский архей, но претерпевший под влиянием внедрения раннепротерозойских древнестановых гранитов ретроградный метаморфизм. Отсюда возникло представление о структурном единстве Алданского щита и Станового пояса — о едином Алдано-Становом щите.

Последующие исследования в известной мере подтвердили выводы Д.С. Коржинского. В Становом хребте действительно распространены породы и их толщи, дважды испытывавшие региональный метаморфизм сначала в гранулитовой, а затем в амфиболитовой фации. Но в то же время были получены убедительные данные, подтверждавшие самостоятельность станового комплекса [Дзевановский, 1947, 1958; Дзевановский, Судовиков, 1960; Кац, 1961; Мошкин, 1961, 1963, 1966; Мошкин, Рассказов, 1966; Миронюк, 1966; Кудрявцев и др., 1967]: Вместе с тем специальные геологические и петрологические исследования коллектива Лаборатории геологии докембрия АН СССР показали, что метаморфизм в амфиболитовой фации является повторным и наложенным на гранулитовый лишь на отдельных участках Станового хребта, где им охвачены породы не станового комплекса, а более древней толщи основного состава. Эта толща была сопоставлена с алданским комплексом или с его стратиграфическим эквивалентом — курультино-гонамским. Утвердилось понятие о "глыбах" нижнеархейских пород, выступающих в зонах становой орогении и якобы обладающих автономной структурой, не совпадающей с простиранием складчатых структур станового комплекса. Хотя несогласное залегание последнего на толщах "глыб" нигде строго доказано не было, несогласные взаимоотношения между становым комплексом и структурами нижнеархейского фундамента не вызывали сомнения [Другова, 1962; Другова, Неелов, 1960; Неелов и др., 1962; Неелов, Седова, 1963; Судовиков и др., 1962, 1965]. Это вполне увязывалось с концепцией вторичности Становой геосинклинали, якобы наложенной на тот же нижнеархейский кристаллический фундамент, который слагает и Алданский щит. Подтверждение этому видели в миогеосинклинальном характере станового комплекса.

Тем не менее самостоятельность станового комплекса и сейчас отстаивают большинство геологов как с петрологических, так и со стратиграфических позиций, причем выяснены отличия от алданского комплекса и его аналогов не только по исходному и конечному составу пород. Становой комплекс оказался не сопоставимым ни с одной из серий и свит алданского или курультинского и курультино-гонамского комплексов, за исключением его низов, которые могут

соответствовать верхам желтулинской серии. Самостоятельность станового комплекса и его геосинклинальная природа получили почти всеобщее признание и на III Дальневосточном стратиграфическом совещании 1978 г. Этим самым признана и самостоятельность Станового пояса, отличающегося от Алданского щита большей стратиграфической полнотой геосинклинального докембрия, а следовательно, и более поздним его становлением как складчато-метаморфического сооружения. Спорным остался только вопрос о стратиграфическом объеме станового комплекса. Следуя мнению подавляющего большинства геологов, мы укладываем его в рамки верхнего архея — нижнего протерозоя, хотя и допускаем скользкий стратиграфический уровень нижней и верхней границ комплекса.

Остались приверженцы и прежних представлений, отстаивающие мнение, что Становой хребет сложен главным образом археем, полностью соответствующим алданскому. Переработка его произошла в связи с образованием в позднем архее или раннем протерозое наложенной геосинклинали, отложения которой не сохранились, но зато большое развитие получили внедрившиеся в геосинклинально-орогенный этап древнестановые граниты. Повторный метаморфизм, всюду наложенный на гранулитовый, был регрессивным в амфиболитовой фации, от гранулитов сохранились только отдельные блоки и то сильно переработанные; чаще же сохранились реликтовые минералы в повторно-метаморфизованных породах нижеархейских толщ, якобы ошибочно принимаемых за становой комплекс.

Эти представления отражены в ряде работ [Кориковский, Федоровский, 1971; Лейтес и др., 1970; Лейтес, Федоровский, 1972, 1977; Федоровский, Лейтес, 1968; Федоровский, 1972], авторы которых считают, что в пределах Алданского щита и всего его обрамления, именуемого Становым поясом, имеется лишь один комплекс кристаллических пород, включающий нижеархейские алданский и курультинский комплексы, олекминскую и борсалинскую серии и, наконец, все то, что принималось за становой комплекс. Образованная ими структура Алдано-Станового щита является результатом преобразования базальтовой коры в континентальную, завершившегося задолго до конца архея формированием протоплатформы. На поздний архей приходится стратиграфический пробел (происходили процессы складкообразования, поднятия и эрозии), на новом же раннепротерозойском этапе протоплатформа подвергалась переработке наложенным геосинклинальным процессом, но особого типа. Происходило ее раздробление, и в условиях растяжения коры возникали палеоавлакогены или "геосинклинальные трюги", заполнившиеся зеленокаменными толщами "трюгового комплекса", и т.д.

В этой модернизации схемы Д.С. Коржинского выражена по существу новая трактовка Алданского (Алдано-Станового) щита с деструкцией и "трюговым" финалом его дорифейской истории. Ниже будет показана уязвимость концепции вторичности Становой геосинклинали, основанной на предвзятости отнесения пород гранулитовой

фации только к архею [Глебовицкий и др., 1972] и на ошибочном отрицании роли прогрессивного метаморфизма, в действительности охватившего становой комплекс как в амфиболитовой, так местами и в гранулитовой фации [Авченко и др., 1978, 1979]. Выдвигаемая нами альтернатива и заключается в том, что допускается эпиконтинентальная, а не эпиконтинентальная природа Становой геосинклинали.

Несколько слов об объеме и районировании Станового пояса. Главным критерием для включения в него того или иного района является достаточно широкое развитие станового комплекса или его стратиграфических аналогов. При этом, конечно, подразумевается неизбежное присутствие и более древних, чем становой комплекс, образований. Опираясь на этот критерий, мы, следуя за Ю.К. Дзевановским и Н.Г. Судовиковым, относим к Становому поясу, помимо его главного ствола, также Олекминскую и Маймаканскую ветви (см. рис. 7). За структурно-тектоническую границу между Алданским щитом и главным стволом Станового пояса мы, как и большинство геологов, принимаем зону крупного Южно-Алданского (Станового) разлома, сопровождаемую полосами диафоритов. К северу от этого разлома аналоги собственно станового комплекса почти не распространены; отсутствуют также нижнепротерозойские натровые гранитоиды типа древнестановых плагиогранитов и плагиогранито-гнейсов, тогда как к югу от Станового разлома, как правило, не развиты характерные для щита красные калиевые аляскинты. Алданский щит (в узком понимании) выступает как крупнейшая в области Саяно-Алданского поднятия структура ранней стабилизации, формировавшаяся начиная с древних эпох архея. Становой же пояс в основном является системой ранних протерозоид, небольшие архейские структуры в которых играют роль их эмбрионов.

Ниже мы попытаемся обосновать это положение, в какой-то мере близкое к представлениям Н.Г. Судовикова с поясной зональности Станового пояса (рис. 14). Согласно его схеме, наложенной на древнеархейский фундамент является только верхнеархейская Северная (по Н.Г. Судовикову, собственно Становая) зона. Структуры, расположенные южнее Тукурингской зоны, имеют раннепротерозойский возраст, причем ее Джелтулакская подзона имеет характер переходной. В Урканской подзоне глыбы алданского комплекса в виде самостоятельного нижнеархейского структурного этажа-фундамента не обнаружены, и последний, вероятно, отсутствует.

Эта схема, иллюстрированная палеогеографическими реконструкциями (рис. 15), с нашей точки зрения, наиболее приемлема. С некоторыми коррективами она положена в основу предлагаемого порайонного обзора Станового пояса. Нужно, однако, иметь в виду, что природа, как правило, не создает резких геолого-исторических рубежей, удобных для геологов. В силу этого неизбежно существование переходных зон и между Алданским щитом и Становым поясом. Такая зона, по-видимому, была, но в значительной мере стерта крупными перемещениями по Южно-Алданскому разлому. Поэтому

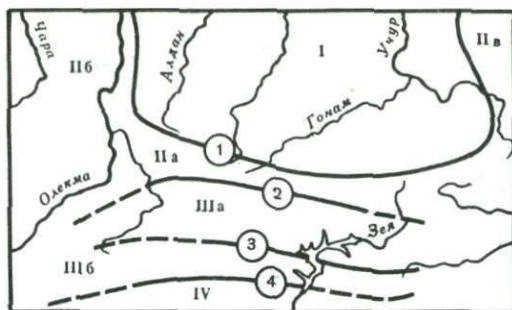


Рис. 14. Схема структурного районирования южного обрамления Алданского щита по Н.Г. Судовикову [Геология..., 1965]

I – нижнеархейская зона, Алданский щит; II – верхнеархейские зоны: IIa – Становая и ее ветви, IIб – Олекминская, IIв – Маймаканская; III – Тукурингская зона с подзонами: IIIa – Джелтулакской, IIIб – Урканской; IV – Монголо-Охотский вулканогенный пояс. Разломы (цифры в кружках): 1 – Южно-Алданский, 2 – Лаприйский, 3 – Джелтулакский, 4 – Южно-Тукурингский

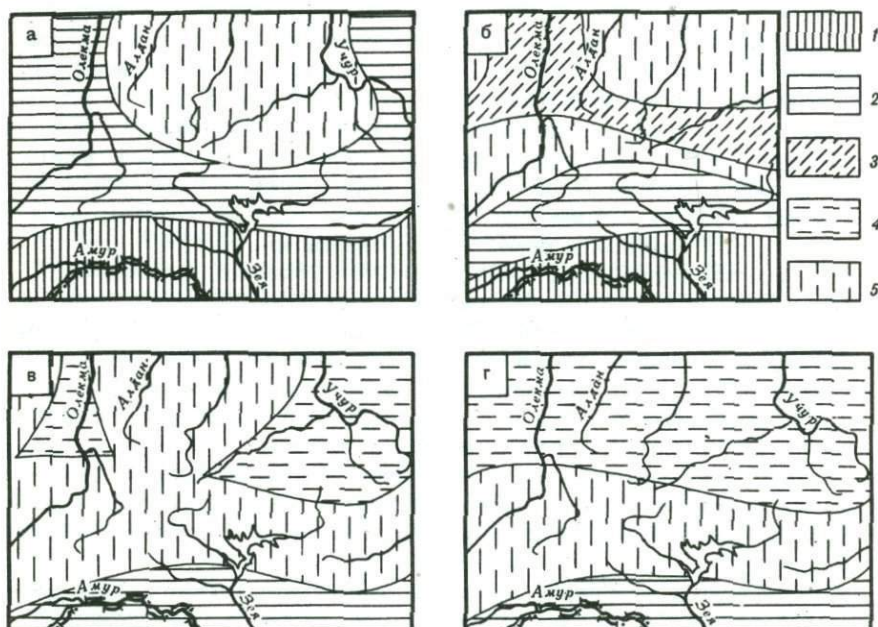


Рис. 15. Палеотектонические схемы южного обрамления Алданского щита по Н.Г. Судовикову [Геология..., 1965]

а – для позднего архея; б – для раннего протерозоя; в – позднего протерозоя; г – раннего палеозоя

Формации: 1 – вулканогенно-осадочные геосинклинальные; 2 – существенно терригенные геосинклинальные; 3 – субгеосинклинальные райнин прогибов; 4 – платформенные; 5 – области эрозии

местами вдоль него различия между шитом и Становым поясом оказались разительными, но и то не всюду, в связи с чем описанный выше Курультино-Гонамский блок, выступающий в верховьях р. Тимптон, можно с одинаковым основанием относить как к шиту, так и к Северной зоне Станового пояса. Из-за сложности строения переходной зоны мы не можем провести четкой границы также между шитом и Олекминской ветвью Станового пояса.

#### МАЙМАКАНСКАЯ ЗОНА

Маймаканская зона также является переходной. Такое ее положение позволяет относить эту зону как к Становому поясу, так и к шиту, заканчивающемуся здесь Учуро-Майским блоком. На большей ее площади дорифейские структуры перекрыты рифейско-кембрийским осадочным чехлом и выступают из-под него только в ядрах пологих брахиантиклинальных поднятий. По двухъярусному строению названная плита вполне отвечает понятию о платформе (рис. 16).

Наиболее крупный выход метаморфических пород, относимых В.Н. Мошкиным и Ю.П. Рассказовым [1966] к становому комплексу, приурочен к Маймаканскому (Омнинскому) поднятию. Имеется в виду Батомгский выступ фундамента, сложенный одноименной серийей пород, метаморфизованных главным образом в амфиболитовой фации (рис. 17, колонка 1). Распространены также и гранулитовые фации, но отношения изоград к стратиграфическим границам не изучены. А.К. Башарин рассматривает здесь амфиболитовую фацию как результат наложенного метаморфизма и сопоставляет батомгскую серию с алданским комплексом. Он не исключает той возможности, что эта серия "продолжает желтулинскую и даже в какой-то мере сопоставляется с ней" [Башарин, 1967, с. 17]. Это вполне соответствует условиям переходной зоны, где структуры фундамента шита постепенно затухают в области геосинклинальной седиментации, продолжавшейся, как считают В.Н. Мошкин и Ю.П. Рассказов [1966], до позднего архея и даже до раннего протерозоя, т.е. до эпохи, когда фундамент Алданского шита был уже сформирован.

В составе батомгской серии, имеющей мощность до 10 км, выделены согласно залегающие утукачанская, одолинская и сивакская (маймаканская) свиты, характеризующиеся значительным участием плагиогнейсов, амфиболитов, амфиболовых сланцев, которым в низах разреза подчинены мраморы. Эти свиты интенсивно смяты в складки различных простираний, мигматизированы и прорваны древнестановыми, а затем более поздними гранитами маргайского комплекса [Мошкин, 1966]. Возраст метаморфических и интрузивных пород по многочисленным K-Ar определениям укладывается в интервал 2318-1338 млн. лет, причем основная эпоха образования древнестановых гранитоидов приходится на 2300-2100 млн. лет. Эти датировки не противоречат возможному раннепротерозойскому возрасту исходных пород, по крайней мере верхней части батомгской серии,

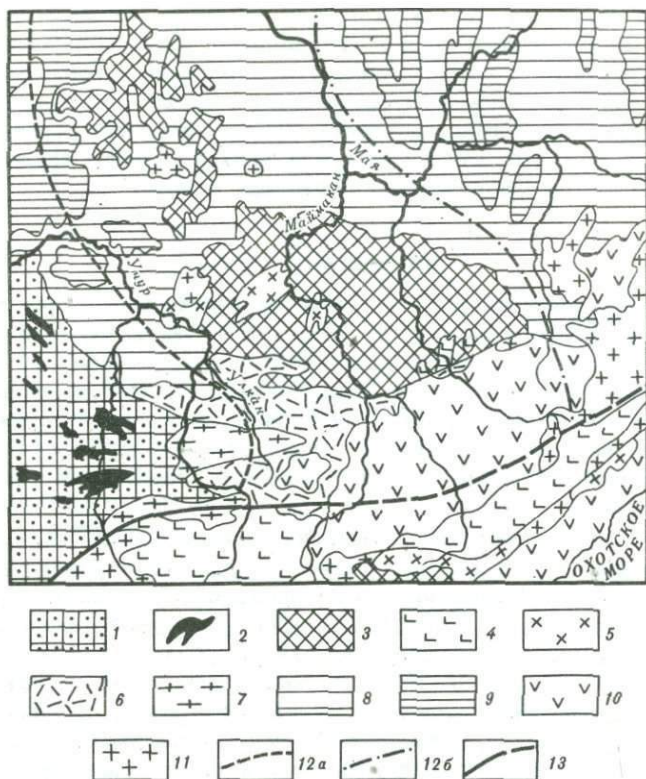


Рис. 16. Геологическая схема Учуро-Майской плиты [Геология СССР, 1966, т. 19]

1 - нижний архей, алданский комплекс; 2 - аляскинские граниты в алданском комплексе; 3 - верхний архей - нижний протерозой, батомгская серия; 4 - анортозиты и другие основные породы; 5 - нижнепротерозойские гранитоиды; 6 - средний протерозой, уянская серия; 7 - среднепротерозойские щелочные гранитоиды; 8 - рифей; 9 - кембрий; 10 - мезозой; 11 - позднемезозойские гранитоиды; 12 - предполагаемая граница Маймаканской зоны с Алданским щитом (а) и с Юдомо-Майской миогеосинклинальной зоной (б); 13 - Южно-Алданский разлом

т.е. соответственно ее чульманской эпохе складкообразования и образования древнестановых гранитоидов - времени формирования и гранитоидного магматизма Чульманско-Унгринской зоны щита.

По данным А.К. Башарина [1967] и Ю.Н. Гамалея [1968], в южной части Маймаканской зоны, в Улканском прогибе, на батомгской несогласно залегает уянская серия, в которой выделяются свиты (см. рис. 17, колонка 2): 1) топориканская - метаморфизованных кварцевых песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов

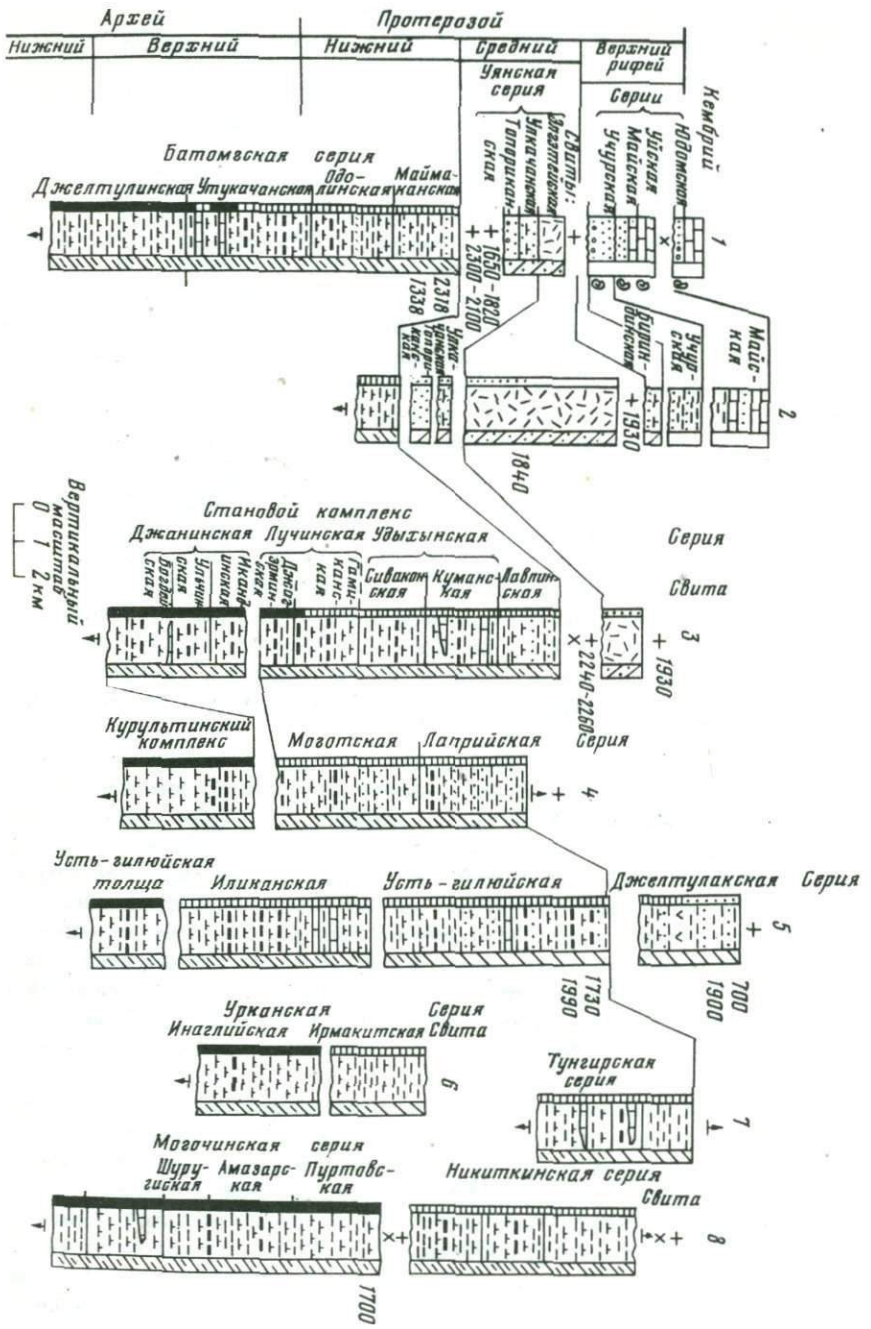
и эффузивов среднего и кислого состава, мощность 150–200 м; 2) улкачанская – диабазов, диабазовых порфиритов, туфов, граувакк, аркозовых песчаников, в верхней части трахиандезитов и трахитов, мощность 300–500 м; 3) элгэтейская – кварцевых ортофиром, игнимбригов, туфов, песчаников, конгломератов, реже базальтов, порфиритов, трахибазальтов и др., мощность 1500–1600 м (по Ю.Н.Гамалея до 4 км).

Возраст эффузивов элгэтейской свиты, определенный свинцовым методом по циркону, – 1840 млн. лет. Прорывающие же их гранофиры датируются относительно близкой цифрой – 1930 млн. лет. Очевидно, уянская серия в целом среднепротерозойская, и ее образованию предшествовали складкообразование и метаморфизм батомгской серии, завершившиеся формированием комплекса древнестановых гранитоидов. Уянская серия представлена формациями наложенных прогибов, формировавшихся в геоантиклинальный этап развития зоны, причем элгэтейскую свиту можно рассматривать как наземную вулканогенную молассу, накопление которой в среднем протерозое сопровождали поднятие и размыв Джугджурского блока протерозоид Станового пояса.

С образованием элгэтейской вулканогенной свиты связывают формирование распространенного в бассейне р. Учур улканского субвулканического комплекса, слагающего Улканский, Угайянский и ряд других массивов. Он представлен щелочными интрузивными породами – рибекитовыми гранитами, граносиенитами, граносиенит-порфирами, размешенными среди кварцевых порфиром. Возраст этих пород 1100–2000 млн. лет.

Выше уянской серии с перерывом залегают отложения учурской, майской и уйской серий рифея, а затем вендские (юдомские) и кембрийские отложения (см. рис. 17, колонки 1, 2). Обращает на себя внимание переходный характер этих отложений [Нужнов, 1967; Нужнов, Ярмолюк, 1963; Моралев, Ставцев, 1961; и др.]. На окраине щита (Учуро–Майская плита) они имеют переменную суммарную мощность от первых сотен метров до 1,5 км. Здесь они не подверглись складчатости, налегают на фундамент разными горизонтами, разделены отчетливыми перерывами и представлены прибрежными и мелководными терригенными и карбонатными осадками. Образование их происходило в слабо выраженных прогибах фундамента (см. рис. 16).

Все эти особенности характерны для платформенного чехла. Восточнее, в сторону Маймаканской зоны, часть этих признаков сохраняется, но мощность в прогибах намного увеличивается, а разрез становится более полным; интервал перерыва между чехлом и фундаментом сокращается. Еще восточнее, в Юдомо–Майской зоне, мощность рифея и кембрия увеличивается до 10 км и весь комплекс отложений приобретает миогеосинклинальный характер; дорифейский фундамент как индивидуальный структурный этаж под ним проблематичен. Вероятно, здесь расположен первичный рубеж, ограничивающий распространение фундамента Станового пояса.



ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СТАНОВОГО ХРЕБТА  
И ХРЕБЕТ ДЖУГДЖУР

К востоку от р. Брянты, помимо выделявшихся лучинской и удыхинской серий станового комплекса [Мошкин, Рассказов, 1966], была установлена более древняя джанинская серия меланократовых дупироксеновых, гранат- и гиперстенсодержащих кристаллических сланцев и амфиболитов (см. рис. 17, колонка 3). К ней частично были отнесены и толщи, включавшиеся ранее в становой комплекс. На 2-м Дальневосточном стратиграфическом совещании 1965 г. [Решения..., 1971] свиты станового комплекса восточной части Станового хребта были объединены в купуринскую серию. Джанинская серия была сопоставлена с курультино-гонамским комплексом и отнесена к архею (становой комплекс считался нижнепротерозойским). Полагали, что распространение ее ограничивается главным образом Северной зоной восточной части Станового пояса, хотя Ю.П. Рассказов (1967 г.), находя ее намного южнее, пытался обосновать геолого-геофизическими данными распространение архейских структур Алданского щита почти на всю восточную часть Станового хребта. К аналогичным выводам пришел также Л.П. Карсаков, установивший широкое развитие диафторированных и слабо диафторированных пород основного состава, ранее метаморфизованных в условиях высокотемпературной ступени гранулитовой фации. Среди преобладающих пироксен- и гиперстен-силлиманит-гранатсодержащих кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов "встречаются пачки и прослои гиперстеновых, гранат-биотитовых, гранат-силлиманитовых, гиперстен-силлиманитовых, гиперстен-магнетитовых и других кварцитов, кварцито-сланцев и гнейсов, реже мраморов и кальцифиров... Весьма характерны многочисленные мелкие тела метаморфизованных пироксенитов, норитов, габбро-норитов" [Карсаков, 1971, с. 87]. Такая ассоциация пород по исходному составу соответствует спилито-кремнистой и спилито-диабазовой формациям и размещенным в них силлам основных и ультраосновных доорогенных интрузивных пород.

Л.П. Карсаков [Карсаков, Васькин, 1975] выделил Сивакано-Токский, Дамбукинский и Чогарский блоки, сложенные, по его мнению, целиком архейскими толщами, которые он сопоставляет с ал-

---

Рис. 17. Упрощенные сводные разрезы восточных районов Станового пояса

Колонки: 1 - Маймаканская зона [Мошкин, Рассказов, 1966]; 2 - Улканский прогиб [Башарин, 1967; Гамалея, 1968]; 3 - восточная часть хр. Станового и хр. Джугджур [Мошкин, Рассказов, 1966]; 4-6 - центральная часть Станового пояса [Геология..., 1965; Мошкин, Рассказов, 1966; Кудрявцев и др., 1967]: 4 - Северная зона, 5 - Центральная (Желтулакская) зона, 6 - Южная (Урканская) зона; 7 - тунгирская серия [Шульдинер, 1971]; 8 - Могочинский антиклинорий [Шульдинер, 1971]. Условные обозначения см. на рис. 3

данским кристаллическим комплексом. В восточной части района становым комплексом выполнен лишь узкий грабен, приуроченный к широтному участку долины р. Май Половинной (рис. 18).

Вероятно, масштабы распространения аналогов алданского комплекса в плохо изученной части Станового хребта Л.П. Карсаковым несколько преувеличены, так как именно в пределах названных выше блоков выделялся ряд свит станового комплекса, породы которого, как считалось, подверглись прогрессивному метаморфизму в амфиболитовой, местами и в гранулитовой фациях.

На рис. 17 (колонка 3) показан упрощенный разрез станового комплекса в том объеме, в котором он был описан В.Н. Мошкиным и Ю.П. Рассказовым [1966]. В составе комплекса мощностью около 10 км наряду с биотитовыми, биотит-амфиболовыми и другими кристаллическими сланцами и гнейсами, образовавшимися, вероятно, по терригенным осадочным породам грауваккового состава, заметную роль играют также меланократовые сланцы, плагиогнейсы и амфиболиты, образовавшиеся за счет основных вулканических пород. Среди них обычны и кварциты (кремнистые породы), встречаются пачки мраморов. По-видимому, первоначально это была осадочно-вулканогенная толща эвгеосинклинального типа, хотя и менее насыщенная основными эффузивами, чем джанинская серия. Взаимоотношения с последней не установлены, но формационная близость говорит о единстве разрезов этой серии и станового комплекса и о малой вероятности заложения здесь Становой геосинклинали на ранее сформировавшемся раннеархейском фундаменте. Иными словами, не исключено, что аналоги алданского комплекса и становой комплекс могут здесь составлять непрерывную толщу, базитовая нижняя часть которой была охвачена метаморфизмом в гранулитовой фации. Последний по мере удаления эрозией верхней части толщи в антиклинальных блоках сменялся наложенным ретроградным метаморфизмом.

Судя по данным В.Н. Мошкина [1966], формирование интрузивных пород происходило в следующей последовательности.

Майско-джанинский комплекс основных и ультраосновных пород образует главным образом пластовые тела габбро-амфиболитов, габбро-диабазов и габбро-диоритов с шлирами пироксенитов и норитов. "В целом весь этот комплекс похож на типичную для начальных этапов геосинклинального развития формацию основных эффузивов и находящихся с ними в ассоциации интрузий габбро, диабазов и ультрабазитов" [Мошкин, 1966, с. 372]. По возрасту породы комплекса близки к вмещающим толщам архейской джанинской серии, сходным также с породами станового комплекса.

Джугджурский комплекс анортозитов, габбро-анортозитов, габбро-норитов и других слагает несколько массивов, вытянутых в широтном и северо-восточном направлениях. Из них главный - Джугджурский - массив имеет протяженность более 300 км, площадь 8000-9000 км<sup>2</sup>.

По В.Н. Мошкину [1966], анортозиты Джугджура имеют метасоматическую природу, нижнепротерозойский же их возраст определяется им по размещению анортозитов среди толщ как алданско-

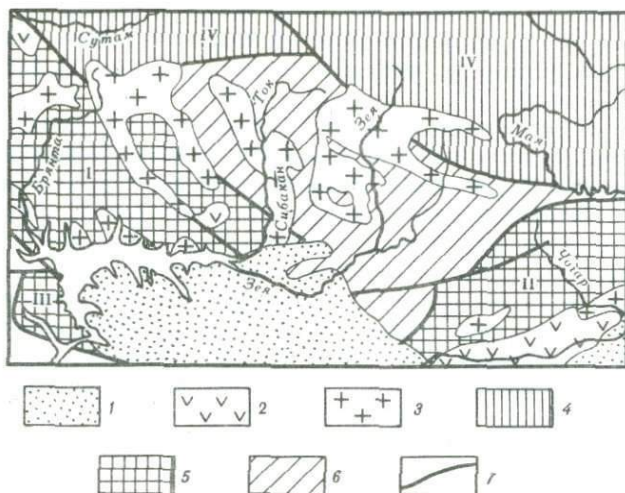


Рис. 18. Геолого-структурная схема восточной части Станового хребта по Л.П. Карсакову [1971]

1 - кайнозой; 2 - мезозойские осадочно-вулканогенные образования; 3 - мезозойские гранитоиды; 4, 5 - архейские породы, слагающие: 4 - Алданский щит (IV), 5 - блоки Станового хребта (I - Сивакано-Токский, II - Чогарский, III - Дамбукинский); 6 - становой комплекс (нижний протерозой); 7 - разломы

го и джанинского, так и станового комплекса, а также по U-Pb датировкам 2240 и 2260 млн. лет [Геохронология..., 1968]. Однако позже А.М. Леников [1979] обосновал магматическую природу основной массы пород, слагающих анортозитовые массивы, и их возможный архейский (достановой) возраст, а В.Н. Мошкин и И.И. Дагелайская [1979] привели для анортозитов Джугджура K-Ar датировку 2700 млн. лет.

Древнестановой комплекс гранитоидов представлен главным образом гнейсовидными плагиогранитами (или плагиогранито-гнейсами), гранитами, гранодиоритами биотитовыми и биотит-роговообманковыми, с постоянным преобладанием плагиоклаза (50-70% объема породы) над калиевым полевым шпатом (10-15%) и натрия над калием. Обычны постепенные переходы от мигматизированных плагиогнейсов и других кристаллических пород станового комплекса к конкордантным телам плагиогранитов и гранодиоритов, причем наблюдается преемственность их состава от вмещающих пород. "Генезис описываемых гранитоидов связан с ультраметаморфизмом протерозойских отложений станового комплекса" [Мошкин, 1966, с. 385] при существенной роли калиевого метасоматоза. Все K-Ar определения не противоречат ранне-среднепротерозойскому возрасту древнестановых гранитоидов, формирование которых "происходило в период главного этапа протерозойской складчатости, что и обусловило полное структурное единство их и вме-

шающих протерозойских пород" [Там же]. Л.П. Карсаков [1975] указывает на гранитизацию и мигматизацию с образованием плагиогранитов и микропертитовых гранитов, а также архейских гранулитовых пород.

Маргайский комплекс гранитоидов, очень разнообразных, приурочен к зонам дробления и рассланцевания в майско-джанинском комплексе основных и ультраосновных пород и, по-видимому, является метасоматическим или крайним продуктом гранитизации последних. Замечание о преждевременности выделения архейских гранитоидов относится и к этому комплексу.

Токско-алгаминский комплекс гнейсовидных кварцевых диоритов и связанных с ними гранитоидов, диоритов, монцититов образует интрузивные тела, согласные с вмещающими толщами, причем имеются указания на их рвущие контакты с древнестановыми гранитами.

Кроме докембрийских, широко распространены позднемезозойские интрузии удского комплекса сложного состава — от габброидов до преобладающих кварцевых диоритов и гранодиоритов. В пределах Джугджура вероятно присутствие интрузивных пород и палеозойского возраста. В области северного склона этого же хребта развита описанная выше элгэтейская осадочно-вулканогенная (с конгломератами) свита, отвечающая геантиклинальному этапу развития Станового пояса, протекавшему здесь в среднем протерозое.

#### БРЯНТИНСКАЯ ЗОНА

В бассейнах рек Брента, Мальмуга, Утугой развиты плохо изученные толщи метаморфических пород, которые описаны в 19-м томе "Геологии СССР" [1966] в составе брянтинской серии, слагающей зону Станового пояса северо-западного простирания. От различных свит станового комплекса серия мощностью до 7 км отличается преобладающим участием основных пород, особенно в нижней ее части, — роговообманковых плагиогнейсов, кристаллических сланцев и стратифицированных амфиболитов. Бiotитовые, биотит-роговообманковые и гранат-биотитовые плагиогнейсы и сланцы, а также кварциты приобретают значительную роль только в верхней половине разреза серии [Мошкин, Рассказов, 1966], в целом соответствующей довольно насыщенным основными эффузивами формациям океаническо-эвгеосинклинального ряда. С ними ассоциируют основные интрузивные породы дунито-троктолитовой формации, изучавшиеся С.А. Щекоей [1969]. Стратиграфические взаимоотношения брянтинской серии с развитой непосредственно западнее иликанской серией станового комплекса не установлены. Они могут быть одно-возрастными, и тогда в северо-восточном направлении должен быть фациальный переход от первично-осадочных толщ, бедных прослоями эффузивов, к подовдно-вулканогенным образованиям. Описываемая серия сходна с джанинской серией или с курультино-гонамским комплексом Верхнетимптонского блока, расположенного на простирании Брянтинской зоны. Но их соответствию противоречит синкли-

нальное строение последней (Токско-Алгоминская синклиналь) и метаморфизм пород серии и амфиболитовой фации.

Однако Л.П. Карсаков [1971], отметив присутствие на отдельных участках в низовьях Тока и Сивакана, а также в верховьях Бранты и Утугоя сравнительно слабо диафорированных пироксен- и гранатсодержащих сланцев и амфиболитов, всю Брантинскую зону включил в архейский Сивакано-Токский блок (см. рис. 18). Но такие участки составляют незначительную часть зоны и могут свидетельствовать лишь о наличии джанинской свиты, начинающей разрез докембрия, в котором меньшую роль играют становой комплекс и связанные с ним плагиигранито-гнейсы и другие древнестановые гранитоиды. В этом убеждает приведенная в 19-м томе "Геологии СССР" литологическая характеристика брантинской серии, лишенной пироксенсодержащих пород и отличающейся от других серий станового комплекса более значительным участием амфиболитов и роговообманковых сланцев и плагиигнейсов.

#### ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ СТАНОВОГО ПОЯСА

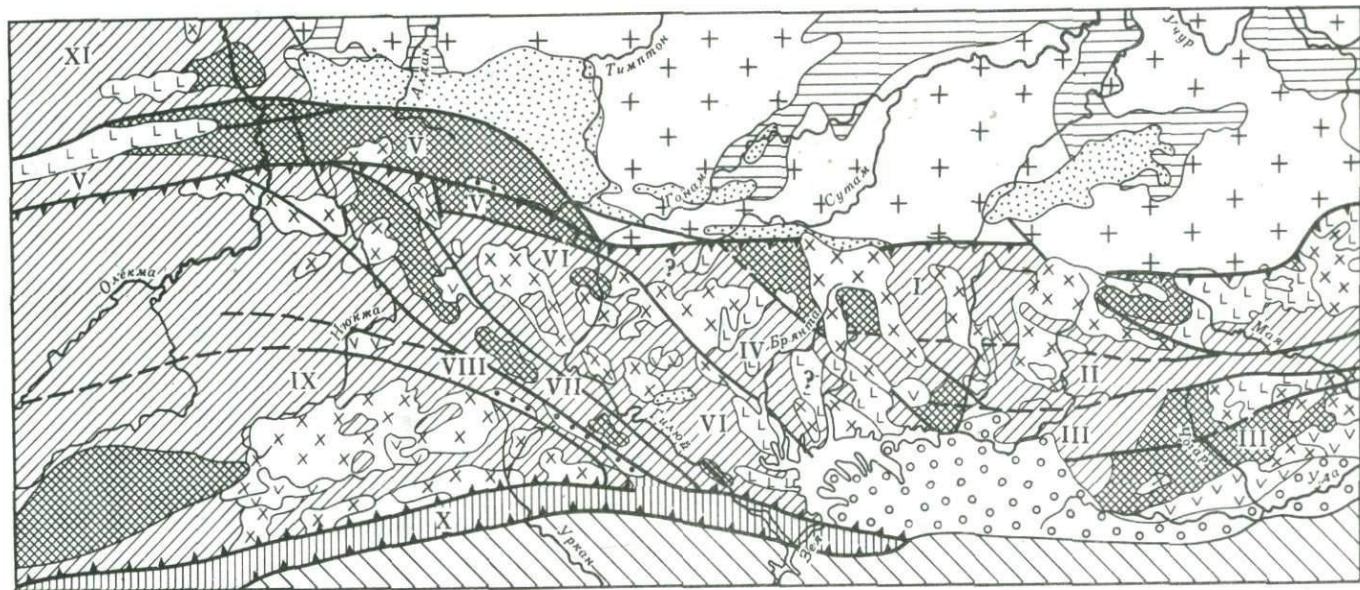
Предложенная Н.Г. Судовиковым и его соавторами [1965] схема зонального строения Станового пояса (см. рис. 14) наиболее применима к его центральной части. Ниже мы используем эту схему с некоторыми коррективами (рис. 19), в том числе внесенными В.А. Кудрявцевым, Е.П. Гуровой, Е.П. Гуровым [1967]. Главное внимание сосредоточим на проблеме древнеархейского фундамента и последовательного заложения (по Н.Г. Судовикову и др.) геосинклинальных зон на новом складчатом основании.

#### Северная зона

Северная зона, именуемая Н.Г. Судовиковым собственно Становой, отделена от Алданского щита одной из ветвей Южно-Алданского разлома и ограничена с юга Лаприйским разломом (см. рис. 19). В ее строении участвуют становой и курультино-гонамский комплексы, именуемые Н.Г. Судовиковым сериями становой и Зверева.

Характеристика курультино-гонамского комплекса дана в разделе, посвященном Алданскому щиту. Опорный разрез его (см. рис. 9, колонка 4) изучен в верховьях Иенгры и Тимптона в тектоническом блоке, который, как уже отмечалось, можно с одинаковым основанием рассматривать как в составе щита, так и в структуре Станового пояса.

Н.Г. Судовиков и его соавторы, утверждая полное соответствие курультино-гонамского комплекса алданскому, считают сложенный им блок выступом раннеархейского фундамента Станового пояса. В.А. Кудрявцев же полагает, что блок является даже фундаментом алданского комплекса, распространяющимся и под щит, и под Становой пояс. Но если это так, то указанные комплексы должны быть разделены очень крупным несогласием. Последнее должно



соответствовать длительному перерыву седиментации, складкообразованию, размыву, т.е. цепи больших событий, предшествовавших заложению на фундаменте вторичной позднеархейской Становой геосинклинали. Этому противоречит не только единство структурного плана, в котором залегают оба комплекса, но и отсутствие сколько-нибудь отчетливых признаков значительного предстанового гранитоидного магматизма орогенного типа. Несогласие, указывавшее ранее в единственном месте — в районе Холодниканского перевала, при более детальных исследованиях не подтвердилось [Кудрявцев и др., 1967]. Контакты между комплексами всюду тектонические.

В становом комплексе в районе Верхнетимптонского (Иенгрского) блока соавторы Н.Г. Судовикова выделили моготскую и лаприйскую свиты (см. рис. 9, колонка 4). В их составе преобладают биотитовые, гранат-биотитовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, которым подчинены кварциты, гранат-амфиболовые, амфибол-плаггиоклазовые сланцы и гнейсы, а также амфиболиты. Таким образом, в становом комплексе Северной зоны, вероятно, действительно "преобладают тонкослоистые песчано-алевролитовые и глинистые осадки, в которых содержание глинозема колеблется от 14 до 20%, а сумма окислов магния, кальция и железа — от 10 до 35%" [Геология .... 1965, с. 87]. Но если кварциты являются метаморфизованными кремнистыми осадками, а амфиболовые и амфибол-плаггиоклазовые гнейсы и сланцы и, наконец, амфиболиты, хотя бы частично, — основными вулканитами, то трудно согласиться с последующим утверждением тех авторов о почти полном

---

←  
Рис. 19. Схема геологического строения и районирование центральной и восточной частей Станового пояса

1 — кайнозойские отложения Верхнезейского и Удского прогибов; 2 — позднемезозойские эффузивы; 3, 4 — Алданский щит: 3 — мезозойские (а) и рифейско-кембрийские (б) отложения чехла, 4 — алданский комплекс (нижний архей); 5-9 — Становой пояс: 5 — желтулакская серия и ее аналоги (нижний-средний протерозой), 6 — становой комплекс и древнестановые гранитоиды (верхний архей — нижний протерозой), 7 — курульгинский комплекс и его аналоги (нижний архей), 8 — мезозойские гранитоиды, 9 — анортозиты и другие основные породы (нижний протерозой); 10, 11 — Монголо-Охотский пояс: 10 — протерозой — нижний палеозой Переходной (Янканской) зоны, 11 — палеозойско-мезозойский геосинклиналильный комплекс; 12 — разломы: Южно-Алданский (а), Монголо-Охотской системы (б), прочие (в).

Зоны восточной части пояса: I — Северная, II — Центральная, III — Южная (Чогарский блок), IV — Брянтинская; зоны центральной части пояса: V — Северная, VI-VIII — Центральная (включающая: VI — Лаприйский (Иликанский) синклиниорий, VII — Моготско-Гилыйский антиклиниорий, VIII — Желтулакский синклиниорий); IX — Южная (Урканская) зона; X — Переходная (Янканская) зона; XI — Олекминская зона

отсутствии в становой серии вулканитов. В приведенном ими разрезе "становой серии в Становой структурной зоне" [Геология ..., 1965, с. 81, рис. 25] эти породы составляют не менее 20% мощности всей серии, что обычно для эвгеосинклинальных образований.

Подобный состав станового комплекса при 10-километровой мощности свидетельствует об образовании его в условиях геосинклинально-депресссионного режима и малой вероятности возникновения регионального предстанового несогласия. Не исключая в Северной зоне локальных участков размыва, следует все же признать проявление в ее пределах подводного базальтового вулканизма, а также неизбежность поступления в нее главной массы терригенного материала со стороны Алданского щита, представлявшего собой в позднем архее — раннем протерозое разрушавшуюся складчатую сушу. Сравнивая становой комплекс южных районов и Северной зоны, В.А. Кудрявцев и др. [1976, с. 85] отмечают: "Севернее, близ выходов курультино-гонамского комплекса, возрастает количество пачек биотит-гранатовых гнейсов, биотит-кварцевых сланцев и куммингтонитовых кварцитов. Исходя из химизма пород, можно предполагать, что исходным материалом в первом случае служили глинисто-мергелистые отложения, а близ Алданского щита — песчаные и песчано-глинистые отложения".

После работ Г.М. Друговой [1962 и др.], Н.Г. Судовикова и его соавторов считалось, что выступающие в Становом поясе "глыбы архея" после метаморфизма в гранулитовой фации претерпели повторный, но регрессивный метаморфизм. Мало того, по М.Д. Крыловой, "породы глыб алданского (т.е. курультино-гонамского) комплекса в зоне станового ультраметаморфизма испытали на себе двукратное проявление гранитизации, вследствие чего представляют собой полимигматиты" [Геология ..., 1965, с. 200]. Раньше это отмечала Г.М. Другова. Однако на основании прямой химической зональности гранатов позднее был установлен лишь прогрессивный метаморфизм станового комплекса там, где предполагался и регрессивный его метаморфизм [Авченко и др., 1978; Авченко, Чубаров, 1976].

Тем не менее можно все же допустить, что гранитизация первого этапа, охватив породы курультино-гонамского комплекса, уже метаморфизованные в гранулитовой фации, действительно местами проявлялась в Северной зоне до регрессивного метаморфизма и завершения формирования древнестановых гранитов. Однако приуроченность двукратного метаморфизма только к "нижнеархейским глыбам" (т.е. его локальность) не может служить достаточным аргументом связи первого этапа метаморфизма и гранитизации с мощным и повсеместным предстановым диастрофизмом. Слишком незначительны для этого его масштабы и интенсивность, не говоря об отсутствии доказанных достановых гранитов в Северной зоне. С подобным несоответствием мы столкнемся и в Олекминской ветви Станового пояса, где согласные взаимоотношения между курультинским комплексом и аналогом станового — олекминский серий не вызывают сомнения.

На наш взгляд причиной двукратного метаморфизма (если он был), наличия полимигматитов, является не проблематичный предстановой диастрофизм, а сложность условий, в которых формировался становой комплекс, вероятно дважды испытывавший складкообразование и метаморфизм: сначала в ходе формирования станового комплекса и конседиментационных структур в зонах, пронизаемых для горячих глубинных флюидов, а затем, после его образования, в процессе вовлечения в главный этап становой орогении. При этом второй этап мог и не быть сильно оторван во времени от гранулитового метаморфизма и гранитизации первого этапа, но совершался в условиях не только складчатого горообразования, но и эрозивного разрушения гор. Это привело к смене глубинных условий условиями метаморфизма, меньших давлений и температур, однако достаточными для образования амфиболитовых фаций и широкой гранитизации.

Процессы гранитизации и мигматизации, сопровождавшие становую орогению и региональный метаморфизм в амфиболитовой фации, проявились в Северной зоне в несравненно больших масштабах, чем локальные процессы первого этапа. Результатом явилось образование как по породам курультино-гонамского, так и главным образом по породам станового комплекса обширных полей мигматитов и древнестановых доорогенных и синорогенных плагиогранито-гнейсов и гранито-гнейсов, слагающих куполо- и чашеобразные структуры извилистых очертаний. Последующий процесс щелочного метасоматоза и магмообразования привел к формированию конкордантных тел гранитов разного состава, частично унаследованного от субстрата, каковым является мигматизированный становой комплекс.

### Центральная зона

В Центральной зоне (по Н.Г. Судовикову Джелтулакской подзоне Тукурингской зоны), расположенной между Лаприйским и Джелтулакским разломами (см. рис. 19), выделяются Лаприйский синклиниорий, Моготско-Гилуйский антиклиниорий, Джелтулакский синклиниорий.

Моготско-Гилуйский антиклиниорий отмечен наиболее крупными в зоне "глыбами нижнего архея", полоса которых прослеживается на северо-запад от устья р. Гилуй через Нюкжа-Гилуйский водораздел до р. Олекмы, где она соединяется с главной полосой выступов курультино-гонамского комплекса Северной зоны. Этим обусловлено замыкание здесь Лаприйского синклинория [Кудрявцев и др., 1967]. "Глыбы нижнего архея" в пределах антиклинория плохо изучены, но различными геологами распознавались по существенно базитовому составу пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации, и вместе с тем содержащих "реликты гранулитов". В частности, к нижнему архею относят толщу, выделенную Г.М. Друговой и М.Д. Крыловой под названием усть-гилуйской в "глыбе", выступающей в нижнем течении р. Гилуй

(см. рис. 17, колонка 5). Толща сложена кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами, амфибол- и пироксенсодержащими сланцами, метаморфизованными в амфиболитовой фации и включающими "реликтовые минералы гранулитовой фации".

"Глыбы нижнего архея" отделяются от станового комплекса разломами, чаще же гранитоидными массивами, т.е. проблема несогласия между "нижнем археем" и становым комплексом здесь также не решена, хотя у большинства геологов существование нижнеархейского фундамента не вызывает сомнения. Между тем описанные в Центральной зоне Г.М. Друговой [1962], ею же и А.Н. Нееловым [1960] С.П. Кориковским [1967] постепенные переходы в зонах полиметаморфизма от пород гранулитовой фации к породам станового комплекса, возможно, и не являются результатом столь удаленных во времени процессов. Одним словом, замечания, высказанные нами по поводу этой проблемы для Северной зоны, мы полностью относим к Моготско-Гилуйскому антиклинорию, совершенно не исключая и здесь постепенного перехода от базитового курультино-гонамского комплекса к становому.

В пределах зоны В.Н. Мошкин и Ю.П. Рассказов [1966] в составе станового комплекса выделяют иликанскую и распространенную южнее, в Тукурингском хребте, усть-гилуйскую серии (последнюю нужно отличать от нижнеархейской "усть-гилуйской толщи" Г.М. Друговой и М.Д. Крыловой). Иликанская серия мощностью до 7 км сложена в основном роговообманковыми, а усть-гилуйская (до 8 км) — биотитовыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, которым в обеих сериях подчинены амфиболиты, кварциты, мраморы (см. рис. 17, колонка 5). Взаимоотношения между сериями не установлены, хотя В.Н. Мошкин и Ю.П. Рассказов усть-гилуйскую серию, метаморфизованную главным образом в эпидот-амфиболитовой субфации, помещают в разрезе выше иликанской. Если это так, то вниз по разрезу станового комплекса имеет место увеличение роли первично-вулканогенных пород, что в курультино-гонамском комплексе вполне закономерно. Это еще раз подчеркивает возможную унаследованность эвгеосинклинально-миогеосинклинальной становой седиментации от океаническо-эвгеосинклинальной курультинской. Для усть-гилуйской серии имеются К-Аг датировки (1930 и 1730 млн. лет), подтверждающие вероятность раннепротерозойского возраста по крайней мере верхней части станового комплекса. В более северных районах зоны М.Д. Крыловой в составе "становой серии" выделены три согласно залегающие толщи, также выражающие обеднение ее в верх по разрезу продуктами подвального базальтового вулканизма [Геология..., 1965].

В Джелтулакском синклинории, помимо усть-гилуйской, распространена джелтулакская серия, захвачая в виде тектонических клиньев в зоне Джелтулакского разлома. Она несомненно моложе и отличается меньшей степенью метаморфизма — от эпидот-амфиболитовой фации в низах до фации зеленых сланцев и филлитов в верхней ее части. В состав нижней части входят актинолитовые кварциты, амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые, кварц-серицит-хлориды

товые и другие зеленые сланцы, представляющие собой осадочные и эффузивные породы базальто-диабазового, а в верхах разреза также дацитового и липаритового состава (см. рис. 17, колонка 5). Отмечены слабо метаморфизованные песчаники, филлиты, конгломераты, известняки. Основные эффузивы могли быть продуктами подводного вулканизма, кислые же эффузивы и туфы указывают на проявления наземного вулканизма в смежных геантиклинальных поднятиях или вдоль Желтулакского разлома. Видимая мощность серии (1–2 км) определялась в отдельных тектонических клиньях, поэтому полная ее мощность должна быть гораздо большей.

И.С. Седова и М.Д. Крылова относят желтулакскую серию к нижнему протерозою [Геология..., 1965], причем В.А. Кудрявцев сопоставляет ее с чульманской. К-Аг определения возраста ее пород по амфиболу дали значения 1910–1840 млн. лет, а по слюдам – 1810–1250 млн. лет, что указывает, скорее всего, на средний протерозой до начала рифея. Ничто не свидетельствует о несогласном ее залегании на становом комплексе. Эвгеосинклинальный характер низов желтулакской серии может говорить даже об унаследованности седиментации этой серии от становой, хотя верхняя ее часть, представляя собой осадочно-вулканогенную молассу, свидетельствует о формировании геантиклинальных поднятий, которые сопровождали продолжавшееся погружение Желтулакского остаточного прогиба, испытавшего складкообразование лишь в следующий этап становой орогении.

Возможно, этим и объясняется двукратный метаморфизм станового комплекса. Первый этап метаморфизма соответствовал конседиментационным деформациям, перераставшим в складкообразование станового комплекса в геантиклинальных зонах, и протекал в глубинных условиях до окончания седиментации в Желтулакском прогибе, т.е. в раннем протерозое, может быть, до среднего протерозоя. Второй этап – менее глубинного метаморфизма, но с широким проявлением мигматизации и гранитообразования – соответствует времени (средний протерозой – начало рифея) максимального горообразования и вовлечения в складчатость Желтулакского прогиба. Тогда же вдоль одноименного разлома внедрялись малые субщелочные интрузии сиенитов, граносиенитов, аляскитов.

### Южная зона

Южная зона, граничащая по системе разломов с Янканской зоной Монголо-Охотского пояса, сложена главным образом интрузивными породами, среди которых сохранились разрозненные участки урканской серии станового комплекса. По р. Малый Уркан составлен разрез инаглийской свиты, а по Среднему Уркану – ирмакитской свиты (рис. 20), обе суммарной мощностью до 6 км, хотя полная мощность серии может быть намного большей. В обеих свитах метаморфические породы представлены кристаллическими сланцами основного и ультраосновного состава, переслаива-

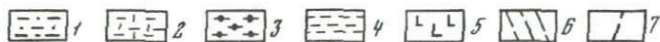
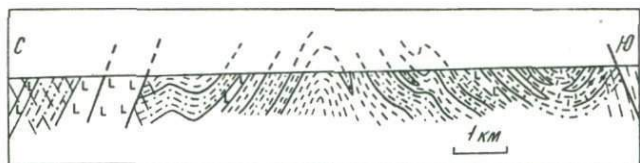


Рис. 20. Схематический разрез урканской серии по р. Средний Уркан по В.А. Глебовицкому [Геология..., 1965]

1 - двупироксен-амфиболовые гнейсы; 2 - биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые гнейсы; 3 - гранат-гиперстеновые гнейсы; 4 - гранито-гнейсы; 5 - габброиды; 6 - зоны бластомилонитизации; 7 - разломы

ющимися с обычными для станового комплекса плагиогнейсами и гранито-гнейсами (см. рис. 17, колонка 5).

Ортосланцы инаглийской свиты по своему химическому составу близки к диабазам, но отличаются от них повышенным содержанием щелочей (особенно Na) и глинозема и низким содержанием кальция. В этом отношении они близки к спилитам. Можно полагать, что рассматриваемые породы возникли при региональном метаморфизме диабазов, которые на ранней стадии метаморфизма подвергались спилитизации" [Геология..., 1965, с. 86]. По сравнению с другими зонами центральной части Станового пояса Урканская зона отличается максимальной насыщенностью разреза станового пояса продуктами подводного базальтового вулканизма. Это позволило А.Н. Неелову, В.А. Глебовицкому, М.Д. Крыловой и другим рассматривать ее как внутреннюю зону позднеархейской геосинклинали в отличие от внешних, более северных зон. Тем не менее эти исследователи даже данную внутреннюю эвгеосинклинальную зону считают наложенной на нижнеархейский складчато-метаморфический фундамент, что может являться лишь сомнительной гипотезой.

Обращает на себя внимание, что в Урканской зоне метаморфическая толща, отнесенная безоговорочно к становому комплексу, содержит гиперстенсодержащие сланцы и гнейсы, аналогичные таковым алданского или курультино-гонамского комплекса. Метаморфизм здесь осуществлялся в условиях роговообманково-гранулитовой подфации, причем породы в зонах бластомилонитизации подверглись вторичному метаморфизму в постстановое (?) время. Однако это установлено в разрезе по р. Средний Уркан, в ирмакитской свите (см. рис. 20), тогда как в более древней инаглийской свите, в разрезе по р. Малый Уркан, реликты гранулитов не отмечены [Геология..., 1965]. Внимательно изучив все данные по Урканской зоне, содержащиеся в цитированной работе Н.Г. Судовикова и его соавторов, у нас создалось впечатление, что ме-

таморфизм в гранулитовой и амфиболитовой фациях в этой зоне проявился в единой толще (урканской серии), отнесенной к становому комплексу. В ней оказалось невозможным выделить нижнеархейский фундамент, хотя низы толщи в той же мере могут относиться к курультино-гонамскому комплексу, как и породы "нижнеархейских блоков" Моготско-Гилжуйского антиклинория. Иными словами, здесь вполне вероятен непрерывный переход от метабазитового курультино-гонамского комплекса к менее насыщенному основными эффузивами становому. С этой точки зрения Урканская зона должна явиться объектом детальных исследований.

Урканская серия, слагая крупную антиклинорную структуру, по-видимому, распространяется далеко на запад, в верховья рек Большой и Малый Ольдой, Нюкжа, Тунгир, где она слагает Могочинский антиклинорий. В пределах последнего на основании присутствия пород, метаморфизованных до низких ступеней гранулитовой фации, выделяются выступы кристаллических пород могочинского комплекса. В смежных Амазарском и Тунгирском синклиниях выделяются никиткинская и тунгирская серии пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации (см. рис. 17, колонки 7, 8). Взаимоотношения между ними и могочинским комплексом не установлены, но на основании различной степени метаморфизма и некоторых особенностей структурного плана утверждается традиционный вывод об архейском возрасте гранулитового могочинского комплекса, якобы составляющего "архейский структурный этаж", и о наложенности на нем со "структурным несогласием" нижнепротерозойских никиткинской и тунгирской серий [Шульдинер, 1969, 1971; Шульдинер, Озерский, 1967]. Принадлежность этих серий, как и могочинского комплекса, к формациям эвгеосинклинального (или океаническо-эвгеосинклинального) ряда и здесь допускает иную трактовку их образования в ходе седиментации, прерванной в зоне Могочинского антиклинория на геантиклинально-орогенном этапе его развития, но продолжавшейся в смежных прогибах до превращения их в синклиновые структуры.

Центральная часть Станового пояса с южной стороны обрамлена переходной к Монголо-Охотскому поясу мезозойской Янканской зоной, сопровождаемой разломами Монголо-Охотской системы. Слагающая эту зону янканская серия также образована формациями эвгеосинклинального ряда. По данным А.Н. Неелова и В.А. Глебовицкого [Геология..., 1965], нижняя диабазовая и средняя существенно кремнистая части серии относятся к спилито-диабазовой и спилито-кремнистой формациям, а верхняя часть — к песчано-глинистой. Эту серию мощностью до 7-8 км относили к нижнему протерозою, но в последнее время на основании находок онколитов допускают возможность образования ее вплоть до рифея или раннего палеозоя. Эта серия, погружавшись на юг, служила базитовой основой, на которой происходило развитие Монголо-Охотской палеозойско-мезозойской геосинклинальной области.

Северная зона, сопровождающая Южно-Алданский разлом, прослеживается в западном направлении до бассейна р. Калар. Наибольшее распространение имеет метабазитовая толща с двупироксеновыми, гранат- и гиперстенсодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами, в меньшем количестве отмечаются амфиболиты и кварциты. Эта толща, по-видимому, вполне соответствует курультино-гонамскому комплексу или курультинскому Олекминской зоны. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации и местами превращены в биотит-микроклиновые и феррогастингситовые гранито-гнейсы и мигматиты, на отдельных участках переходящие в сиениты и гиперстеновые чарнокиты с микропертитовым калишпатом. По С.П. Кориловскому [1967], это результат достановой гранитизации, которая в Северной зоне центральной части пояса почти не проявлялась. Менее распространен становой комплекс.

В западной своей части Северная зона заканчивается крупным Каларским антиклинорием, граничащим по диагональному Сюльбанскому разлому, выделенному Л.И. Салопом, со структурами Байкальской складчатой области. По данным Е.М. Фалькина, А.Ф. Озерского, Н.А. Фалькиной [Шульдинер, 1969], в строении этого комплекса участвуют толщи (снизу вверх):

1) усть-ципинская - пироксеновых и двупироксеновых сланцев, биотитовых, гранат-биотитовых, роговообманково-биотитовых гнейсов и сланцев, кальцифиров, диопсидовых пород; мощность 6,5 км;

2) витимская - биотитовых и роговообманково-биотитовых сланцев и гнейсов с прослоями мраморов и диопсидовых пород; мощность 9,3 км;

3) октакитская - роговообманковых и биотит-роговообманковых сланцев и гнейсов; мощность 3 км;

4) давачанская - преимущественно высокоглиноземистых пород и кварцитов; мощность 2 км;

5) имангрская - биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов и сланцев, иногда с гиперстеном и амфиболитом; мощность 2 км.

Выше следует еще 2-3-километровая толща аналогичных гнейсов и сланцев с прослоями магнетитовых кварцитов.

Соответствие, по крайней мере большей части, этого 23-километрового разреза курультино-гонамскому (курультинскому) комплексу не вызывает сомнения, но не исключено, что его верхняя часть отвечает и становому комплексу.

В аналогичном комплексе пород размещены анортозиты и габбро-анортозиты Каларского массива. С.П. Кориловский, как и другие геологи, считает этот массив архейским, что подтверждается U-Pb датировкой  $2650 \pm 100$  млн. лет [Геохронология ..., 1968]. Однако он отмечает более поздний (вероятно, становой) процесс гранитизации анортозитов с образованием по ним гиперстеновых чарнокитов и связанных с ними постепенными переходами гастингси-

товых гранито-гнейсов. Собственно метабазиты комплекса местами превращены в амфибол-биотит-микроклиновые мигматиты, а породы станового комплекса — в биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-эпидот-амфиболовые и другие гнейсы.

В более южных районах преобладает становой комплекс, аналогичный по характеру метаморфизма таковому центральной части Станового хребта. Распространены главным образом роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые, биотит-гранитовые гнейсы и магматиты с синорогенными телами древнестановых биотитовых гранито-гнейсов. Вместе с тем С.П. Кориковский отмечает большее развитие меланократовых гнейсов, и это служит ему основанием считать, что здесь развит архейский комплекс пород, переработанный наложенным становым метаморфизмом. Скорее же всего здесь, как и в центральной части хребта, архейские блоки выступают только в ядрах антиклиналей или антиклинорий. Одним из них является прорезаемый р. Оленек Маклаканский антиклинорий, в ядре которого А.М. Лейтес [1965] выделял 1,5-километровую архейскую толщу биотитовых, роговообманковых и высокоглиноземистых гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов. В пределах этого антиклинория выделяется асынканская серия графитовых, флогопитовых, диопсидовых, форстеритовых и других мраморов мощностью 2 км, описанных А.Ф. Озерским как нижнепротерозойские образования. Однако севернее и южнее, в Моклинском и Тунгирском синклиниях, нижний протерозой представлен более мощной (до 3,5 км) тунгирской серией биотитовых, биотит-силлиманитовых, роговообманковых и других гнейсов, среди которых подобные мраморы играют лишь роль маломощных прослоев и пачек [Шульдинер, Озерский, 1967].

По С.П. Кориковскому [1967], западнее р. Булуй блоки гранулитовых пород архея исчезают и породы охвачены только прогрессивным метаморфизмом в той же амфиболитовой фации. "Вместо поразительно однообразных биотит-амфиболовых и амфиболовых меланократовых мигматитов появляются лейкократовые биотитовые плагиогнейсы, переслаивающиеся с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми парасланцами ... появляются такой же мощности прослой эпидот-амфиболовых сланцев и ставролит-дистен-биотит-мусковит-гранатовых сланцев и гнейсов, что говорит о понижении степени метаморфизма ... именно здесь появляются, наконец, в значительных масштабах нижнепротерозойские первично-осадочные метаморфические образования, почти полностью отсутствующие на востоке" [Кориковский, 1967, с. 25]. Говоря об этом, С.П. Кориковский проводит резкую границу между областью переработанного архея и лежащей западнее областью распространения первично-осадочных толщ нижнего протерозоя и предполагает между ними разлом. Но этому противоречит полное совпадение простираний структур в обеих областях да и вся общая картина, отраженная на геолого-метаморфической карте С.П. Кориковского [1967, фиг. 1]. Она гораздо проще объясняется общим погружением здесь структур в западном направлении (об этом, кстати, пишет С.П. Кориковский),

с чем и должно быть связано появление все более молодых и вместе с тем менее метаморфизованных членов разреза первично-осадочно-вулканогенного станового комплекса. В связи с этим очень важно указание С.П. Кориковского на то, что между архейским гранулитовым комплексом и становым нигде не обнаружено структурного несогласия; наоборот, они часто связаны взаимопереходами. Последнее, собственно, и служило основанием включать становой комплекс в единую структуру архейского фундамента.

С дальнейшим погружением структур на запад, а затем на юго-запад связано появление на продолжении Станового пояса, в Селенгино-Яблоновой зоне, как протерозойских, так и нижнепалеозойских метаморфических толщ (малханская серия и др.), иногда неотделимых друг от друга в непрерывных разрезах. От складчатых-метаморфических структур здесь сохранились местами только разобщенные фрагменты, как бы поглощенные громадными массами гранитоидов, среди которых палеозойские (баргузинского комплекса), вероятно, преобладают, причем обычные и мезозойские. Становой пояс "омолаживается" в юго-западном направлении. Если восточная и центральная части его главного ствола представляют собой в основном ранние протерозойды с локальными архейскими ядрами ранней консолидации, то здесь он становится поздними протерозойдами, а затем ранними палеозойдами с протерозойскими ядрами ранней консолидации.

#### О ДОКЕМБРИЙСКОМ ИНТРУЗИВНОМ МАГМАТИЗМЕ ГЛАВНОГО СТВОЛА СТАНОВОГО ПОЯСА

Схема последовательности проявлений интрузивного магматизма, предложенная В.Н. Мошкиным [1966] для восточной части Станового пояса (см. выше), вообще приложима и к его центральной части, хотя западнее она все более теряет свое значение.

Достановой магматизм. Наиболее древним является майско-джанинский комплекс доскладчатых основных и ультраосновных пород, образующих пластовые тела, метаморфизованные и деформированные вместе с вмещающими толщами. Этот комплекс считался в основном раннепротерозойским, но теперь многие геологи сужают его до группы интрузий, размещенных только в архейском курультино-гонамском комплексе (или в его аналогах — майско-джанинской и других сериях) и подвергшихся вместе с ним метаморфизму в гранулитовой фации. Преобладают оливиновые пироксениты; распространены также габбро-амфиболиты, габбро, горнblendиты, но часть их может относиться к аналогичному нижнепротерозойскому комплексу. Породы майско-джанинского комплекса, безусловно, относятся к магматическим формациям ранних стадий развития ортогеосинклинальных бассейнов и вместе с базитами являются членами офиолитовой ассоциации.

Выше отмечалось, что достановые, т.е. архейские, гранитоиды в Становом хребте и Джугджуре достоверно не установлены, хотя и имеются указания на наличие плагиогранитов в блоках курульти-

но-гонамского комплекса Северной зоны. Последний подвергся лишь сравнительно слабой достановой гранитизации и мигматизации, роль которой, по С.П. Кориковскому, возрастает в западной части зоны.

Базитовый магматизм станового этапа. Интрузии основного и ультраосновного состава, размещенные в метаморфических толщах станового комплекса, в общем сходны с интрузиями предыдущей группы, но распространены вне геосинклинальных зон. Среди них выделены породы габбро-диорит-диабазовой, габбро-амфиболитовой, габбро-дунитовой, горнблендит-кортландитовой и других формаций. Отмечалось отсутствие гипербазитовой формации что как будто бы отличает Становой пояс от типичных геосинклинальных областей. Но, вероятно, это основано на недостаточно полном изучении магматизма пояса. По крайней мере в Джелтулакской и Урканской зонах А.Н. Нееловым, М.Д. Крыловой и И.С. Седовой описаны линзовидные тела перидотитового состава, несколько дифференцированные до вебстеритов, габбро-норитов и габбро [Геология..., 1965]. Линзовидные перидотитовые и габброидные тела отмечены не только в толщах станового комплекса, но и в желтулакской, а южнее и в янканской сериях, т.е. в зонах, где эвгеосинклинальные условия удерживались вплоть до среднего протерозоя и рифея. В.Н. Мошкин и другие исследователи обращали внимание на пространственное совпадение ультраосновных и основных интрузивных пород с метаморфическими толщами, наиболее насыщенными стратифицированными амфиболитами и другими метабаазитами. В этом отношении представляет интерес и Брянтинская зона. Однако именно в этой зоне С.А. Шека [1969] выявил широкое распространение пород трактолит-кортландитовой формации, внедрение которых он связывает с обстановкой уже консолидированной коры. В Становом поясе обычны послеэкладчатые ультраосновные и основные интрузии, часто приуроченные к приразломным зонам.

Особенностью Станового пояса является распространение в нем анортозитов, описанных в многочисленных работах [Глуховский, 1969, 1976; Мошкин, 1961, 1963; Ленников, 1968, 1979; и др.]. В некоторых из них допускается происхождение этих пород путем метасоматической переработки ультрабазитов офиолитовой серии, хотя преобладает мнение об ортомагматическом их образовании, происходившем, по Е.В. Павловскому, еще на стадии базальтового состояния коры. Анортозиты в Становом поясе обычно размещены в породах курультинского комплекса, что наряду с U-Pb датой 2650 млн. лет служит одним из главных аргументов их архейского возраста. Но позже В.Н. Быховер и Н.Н. Лавровиц [1980] привели данные о прорывании породами Каларского анортозитового массива нижнепротерозойской удоканской серии. В Становом поясе вероятны как позднеархейские, так и раннепротерозойские анортозиты даже в пределах одного и того же массива, что увязывается с длительностью океанической стадии развития коры, продолжавшейся в отдельных зонах пояса до начала протерозоя.

Гранитоидный магматизм. Наиболее древние кислые породы некоторые геологи объединяют в древнестановой комплекс гранитоидов, обычно гнейсовидных или полосчатых, образующих как крупные (до 250 км<sup>2</sup>) конкордантные массивы, так и многочисленные мелкие, иногда пластовые тела. Это синорогенные плагиограниты, гранодиориты, нормальные граниты или плагиогранито-гнейсы и гранито-гнейсы, образование которых, по В.Н. Мошкину [1966], связано с палингенезом и мигматизацией метаморфических пород станového и частью курультино-гонамского комплексов в течение длительного интервала времени — от 2200 до 1900±100 млн. лет. В ходе как регионального метаморфизма, так и гранитизации, переработавшей в процессы палингенного магмообразования, происходило длительное преобразование океанической (субокеанической) коры геосинклинальной области в складчатую континентальную кору. Продолжением и завершением этого процесса является внедрение более поздних гранитоидов.

Восточнее р. Гилкой выделяется токсско-алгаминский комплекс гнейсовидных кварцевых диоритов, прорывающих древнестановые граниты, а также маргайский комплекс субшелочных гранитов и граносиенитов, сформировавшийся в завершающий этап образования складчато-метаморфических структур. В бассейне Гилуя и западнее после древнестановых внедрялись: 1) биотитовые порфириновые граниты, рвущие желтулакскую серию и имеющие K-Ar значения возраста 1810, 1760 и 1600 млн. лет; 2) порфиробластовые биотит-роговообманковые гранодиориты тындинского комплекса.

#### О ПОСЛЕРИФЕЙСКОЙ ИСТОРИИ СТАНОВОГО ХРЕБТА И ХРЕБТА ДЖУГДЖУР

Если не учитывать верхи желтулакской серии и прорывающие ее гранитоиды, можно считать, что рифейские и палеозойские отложения, так же как и строго установленные магматические породы этого возраста, значительного распространения не имеют.

Однако недавно З.А. Журавлева и В.М. Тимачев [1970] почти на границе Станового пояса с Алданским шитом установили наличие слабо метаморфизованных отложений юдомского возраста. На южном же склоне хр. Джугджур наличие палеозойских пород еще в 1905 г. предполагал К.И. Богданович. Недавно это предположение нашло некоторое подтверждение в данных В.М. Терентьева, Г.Г. Койгородцева, И.Н. Трумше, В.А. Рудника. Они отмечают сходство некоторых толщ, относившихся даже к архею, с рифейскими отложениями Юдомо-Майского района, причем в нижнем течении р. Танги найдены остатки строматолитов в известняковом ксенолите, заключенном в граните. Еще южнее, вдоль подножия хр. Джугджур, выделены отложения, палеозойский возраст которых доказан палеонтологическими данными. Но этот район относят уже к Монголо-Охотскому поясу, хотя он имеет тесные структурные связи с докембрийским Джугджуром.

К более западным районам южной окраины Станового хребта относятся почти аналогичные данные. Так, у некоторых геологов до сих пор сохранилось мнение, что джелтулакская серия по крайней мере частично может относиться к нижнему палеозою, распространяющемуся сюда по приразломному прогибу со стороны Западно-Джагдинской зоны. Более уверенно предполагают нижний палеозой в составе янканской эвгеосинклинальной серии, но соответствующую ей структурную зону также давно стали относить к Монголо-Охотскому поясу. Все это не мешает признавать и Становик и Джугдзур очень древними складчатыми сооружениями, сформировавшимися в основном в раннем и среднем протерозое. Со среднего протерозоя они возвышались в виде мощного горного хребта, подвергавшегося постепенному выравниванию.

Но вряд ли в течение палеозоя на его месте был пенеплен. На малую вероятность этого указывают два обстоятельства. Первое заключается в том, что десятки K-Ar датировок метаморфических и магматических пород, считающихся безусловно архейскими и протерозойскими, укладываются в интервал от 500-400 до 220 млн. лет [Геохронология ..., 1968]. Поскольку палеозойские магматические породы не установлены, эти данные приходится связывать с гидротермальными процессами, возможно порожденными глубинным магматизмом. Здесь же вспомним очень широкое распространение палеозойских гранитоидов в тех же районах Центрального Забайкалья, которые лежат на непосредственном продолжении структур Станового пояса.

Второе обстоятельство - это молассовый характер мощных прибрежно-морских палеозойских толщ, которые отлагались в краевых прогибах Монголо-Охотского пояса, примыкавших к хребтам Становому и Джугдзур. Оба обстоятельства свидетельствуют о тектоно-магматической активизации докембрийских структур, но они же не исключают нахождения при более детальных исследованиях палеозойских пород, по крайней мере магматических.

Гораздо большее количество (более 100) датировок, укладываемых в интервал 200-100 млн. лет, находят прямое объяснение в интенсивной посторогенной магматической активности, проявившейся в хребтах Становом и Джугдзур в течение мезозоя. Ее результатом является довольно широкое распространение эффузивных пород андезитовой группы формаций, участвующих в толщах континентальных мезозойских отложений. Последние встречаются на многих участках южного склона Становика и особенно Джугджура. Не менее распространены и интрузивные породы мезозойского возраста, в том числе крупные массивы гранитов и гранодиоритов [Кудрявцев и др., 1967]. И те и другие связаны с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации древних структур Станового пояса, проявившейся и на Алданском щите.

Не останавливаясь на характеристике мезозойских вулканогенных и интрузивных формаций, сошлемся только на интересные выводы Ю.А. Альбова [Геология СССР, т. 19, 1966], который находит, что интрузивная деятельность на мезозойском этапе активизации

шии проявилась от триаса до позднего мела и была взаимосвязана с наземным вулканизмом. Сначала внедрялись малые интрузии основного состава: позже происходило становление очень крупных гранодиоритовых интрузий, объединенных Ю.А. Альбовым и В.Н. Мошкиным в удско-зейский интрузивный комплекс, с которым западнее сопоставляется бакаранский комплекс. Затем внедрялись граниты, и процесс завершился формированием гипабиссальных и субвулканических малых интрузий обычно субщелочного состава. Отмечено омоложение членов этого последовательного ряда с запада на восток — триасовые и юрские интрузии распространены главным образом в западной части Станового хребта, а позднеюрские и меловые, связанные с вулканогенными толщами того же возраста, — на хр. Джугджур.

## ОЛЕКМИНСКАЯ ВЕТВЬ СТАНОВОГО ПОЯСА

### ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Детальные исследования Е.П. Миронюка [1966] подтвердили, что в районе впадения в р. Оленок р. Нюкжи действительно происходит отклонение от широтного главного ствола Станового пояса раннедокембрийских складчатых структур, приобретающих северо-западное, а затем меридиональное простирание, огибающих таким образом Алданский щит с запада (рис. 21). Здесь же Е.П. Миро-

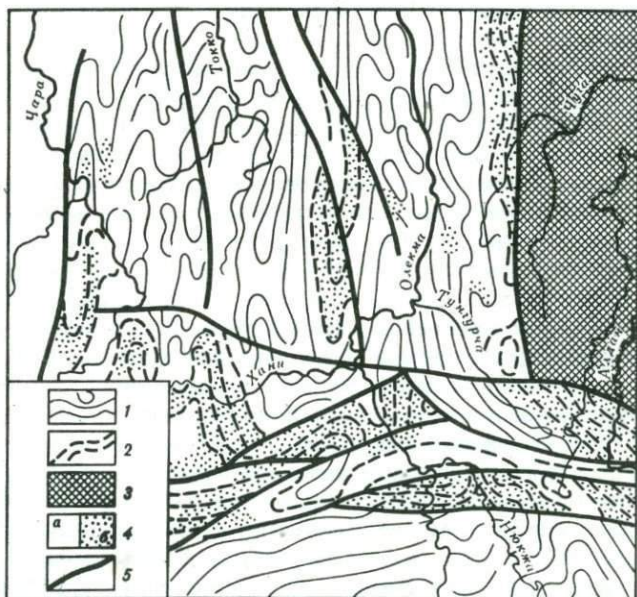


Рис. 21. Схема взаимозависимости структур и фаций метаморфизма олекмо-становой системы [Миронюк и др., 1971]

1 — олекминская серия; 2 — курультинская серия; 3 — алданский комплекс; 4 — гранулитовая (а) и амфиболитовая (б) фации метаморфизма; 5 — разломы

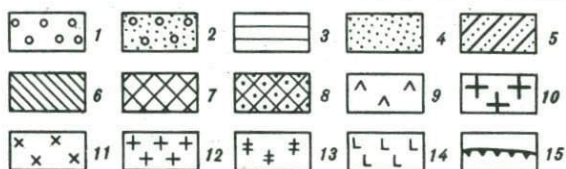
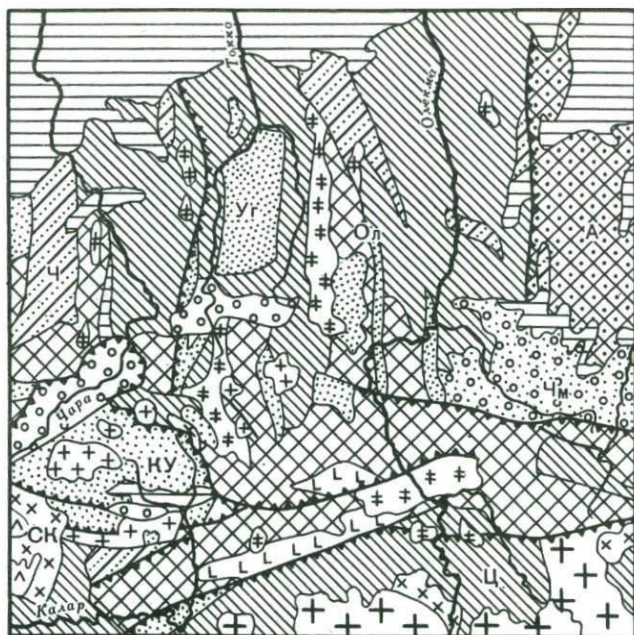


Рис. 22. Олекминская ветвь Станового пояса (западная часть Алданского щита) по Е.П. Миронюку и др., [1971] с упрощениями

1 - четвертичные отложения; 2 - мезозой; 3 - рифей - нижний палеозой; 4 - нижний, частью средний протерозой (удоканская, субганская серии и их аналоги); 5, 6 - верхний архей - нижний протерозой: 5 - борсалинская серия и ее аналоги, 6 - становой комплекс и олекминская серия; 7, 8 - нижний архей: 7 - курультинский комплекс, 8 - алданский комплекс; 9 - неоген-четвертичные базальты; 10-13 - гранитоиды: 10 - мезозойские, 11 - палеозойские, 12 - нижнепротерозойские, 13 - верхнеархейские; 14 - анортозиты, габбро-нориты и др.; 15 - границы геологических районов: А - Алданского щита; зон Станового пояса: Ц - Центральной, Ол - Олекминской, Ч - Чарской (глыбы), СК - Сьюльбан-Кондинской (глыбы), КУ - Кодаро-Удоканского прогиба, Чм - Чульманской впадины, Уг - Угуйского прогиба

нюком было установлено стратиграфическое соответствие олекминской серии становому комплексу и согласное залегание этой серии на выделенной им курультинской серии, которой, в свою очередь, соответствуют описанный восточнее курультино-гонамский комплекс и серия (или свита) Зверева. Подчеркнув непрерывность разреза станového (олекминской серии) и курультинского комплексов, он объединил их в единый олекмо-становой комплекс, выделив в нем серии курультинскую и олекминскую. Различия их метаморфизма и ультраметаморфизма он объяснял с позиции метаморфической зональности и монометаморфизма. Граница между гранулитовой и амфиболитовыми фациями не всегда соответствует стратиграфической границе между этими сериями [Миронюк и др., 1971]. На схеме Е.П. Миронюка, изображенной на рис. 21, видно, что местами метаморфизмом в гранулитовой фации охвачена и олекминская серия.

Чтобы не нарушать ранее принятую нами стратиграфическую номенклатуру, в дальнейшем сохраним наименования "курультинский" и "становой" комплексы, причем в последний в Олекминской ветви, вероятно, целесообразно включать две серии — олекминскую и борсалинскую. Е.П. Миронюк эти подразделения относит к верхнему архею, полагая, что его курультинская серия моложе нижнеархейского алданского комплекса. Ряд других геологов, утверждая соответствие алданскому комплексу как курультинского комплекса, так и олекминской серии, считают их также нижнеархейскими, допуская, что олекминская серия не играет роли как самостоятельное стратиграфическое подразделение, а представляет собой переработанный ретроградным метаморфизмом и гранитизацией тот же курультинский комплекс [Кориковский, 1967; Кориковский, Федоровский, 1971; и др.]. В.А. Кудрявцев [1978], признавая самостоятельность олекминской серии, относит ее к среднему архею. Выше мы высказывали свое мнение о скользящей границе между курультинским комплексом и станovým, а также о возможности раннепротерозойского возраста верхней части последнего.

На рис. 22 показана схема геологического районирования Олекминской ветви (главным образом по Е.П. Миронюку), причем граница между Олекминской и Чарской зонами на ней принята совершенно условно по западному краю Токко-Олоидинской и Угуйской грабен-синклиналей.

## ОЛЕКМИНСКАЯ ЗОНА

Зона представляет собой сложный антиклинорий субмеридионального простирания, расчлененный разломами на горст-антиклинали и грабен-синклинали. В ее строении принимают участие как архейские, так и ниже- и среднепротерозойские метаморфические образования, разделенные на серии курультинскую (комплекс), олекминскую, борсалинскую и субганскую (рис. 23, колонки 1, 2). Наиболее подробное описание их дано в работе Е.П. Миронюка, Б.К. Любимова и Э.Л. Магнусовского [1971], оно положено в основу нашего обзора с учетом корректив, внесенных главным образом А.Ф. Петровым [1974].

Курультинский комплекс, впервые выделенный Е.П. Мироноком в урочище Курульта, в общем аналогичен по составу и расчленению курультино-гонамскому (см. выше). Судя по преобладанию железисто-магнезиальных кристаллических пород (гиперстеновые, пироксеновые, амфиболовые, пироксен-роговообманковые, пироксен-плаггиоклазовые и другие гнейсы и сланцы, а также амфиболиты), здесь так же широко распространены первично-вулканогенные образования основного (базальтоидного) состава. Им подчинены пакки высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов; кремнистые осадки (кварциты) играют еще более незначительную роль. Только верхняя часть курбаликитской свиты первоначально была представлена и песчано-глинистыми отложениями; в ней же местами появляются известняки. Мощность комплекса в изученных разрезах обычно порядка 5-6 км, но местами, в долине р. Олекмы и на Чаро-Олекминском междуречье, достигает 8-10 км.

В южной части Олекминской зоны (низовья Нюкжи), в месте ее стыка со Становым хребтом, в составе станového комплекса выделены свиты чульчинская, кудуликанская и олдонсинская общей мощностью до 10 км. На правом берегу Олекмы, уже в пределах собственно Олекминской зоны, Е.П. Миронок с этими свитами сопоставляет широко распространенную совершенно сходную по составу олекминскую серию мощностью тоже около 10 км. Таким образом, можно считать, что здесь установлено соответствие олекминской серии по крайней мере нижней части станového комплекса. В разных районах олекминская серия разделена на свиты, которым приданы местные названия. Характерны следующие особенности серии в целом: "... отсутствие существенного количества высокоглиноземистых образований, подчиненное количество первично-вулканогенных пород и преобладание щелочноземельных гнейсов, вероятно, первоначально пород глинисто-песчаного состава. В низах разреза олекминской серии встречаются карбонатные и мергелистые, а в верхах - ритмично-слоистые (флишoidные) слои" [Миронок, 1966, с. 101]. Все породы серии метаморфизованы главным образом в амфиболитовой фации. Отмечая тесное структурное и генетическое единство курультинской и олекминской толщ, Е.П. Миронок [1966, с. 103] пришел к выводу, что "породы курультинской и олекминской серий характеризуют единый вулкано-осадочный цикл геосинклинальной области... При такой трактовке курультинская серия представляет собой вулкано-терригенную часть геосинклинального цикла, завершающуюся слабым карбонатообразованием, а олекминская - терригенную с признаками флишoidных осадков в верхней части". Верхний предел возраста курультинского комплекса на основании определения U-Pb методом по аксессуариям из пегматитов оценивается в 2900-3000 млн. лет, тогда как для пород олекминской серии получены K-Ar датировки от 3100-2700 [Геохронология ..., 1968] до 2000-1800 млн. лет. Как для курультинских, так и для олекминских пород имеются определения от 1760 до 1236 млн. лет, относящиеся к секущим пегматитам и наложенным явлениям минералообразования. Курультинский комплекс относят

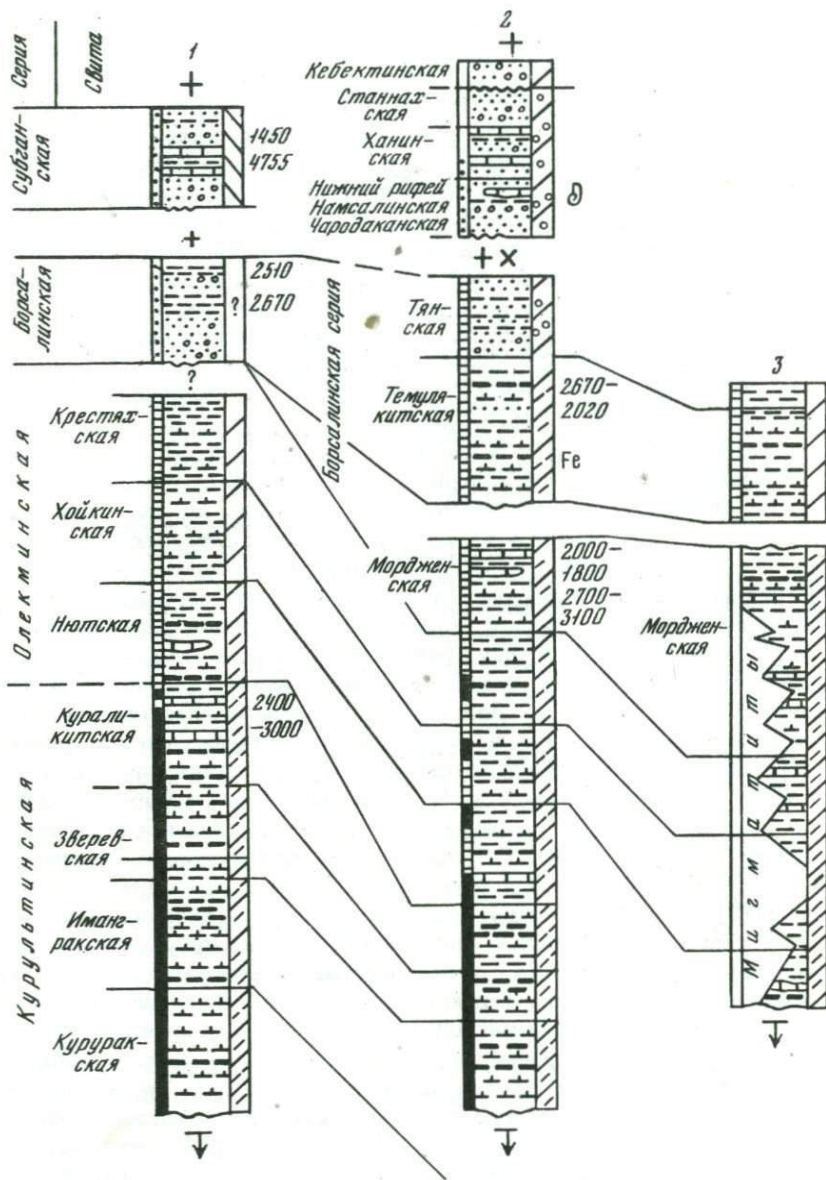
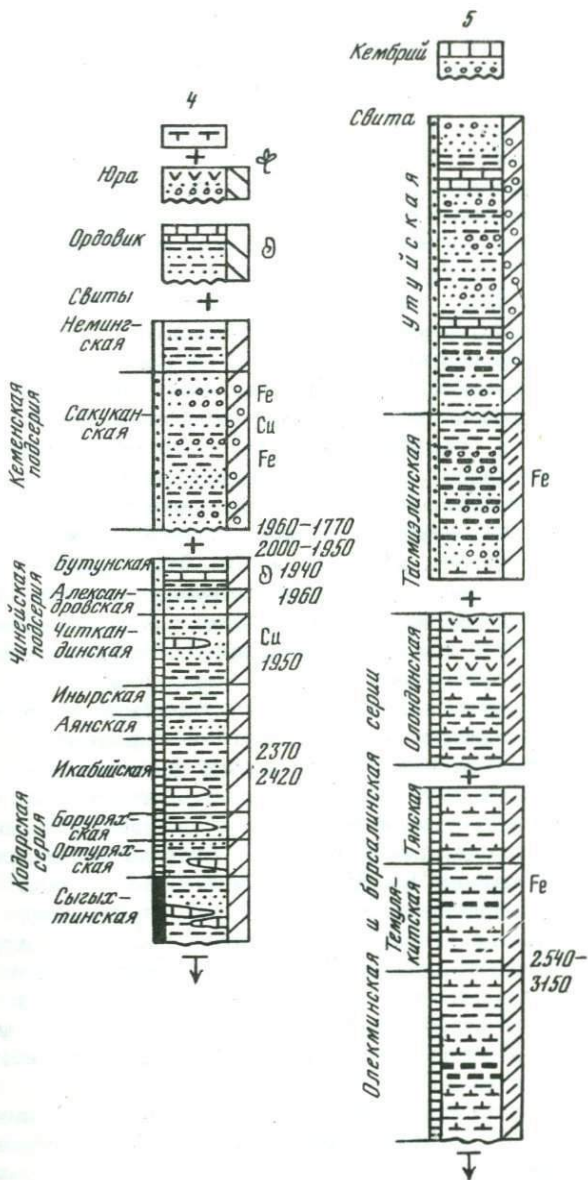


Рис. 23. Сводные разрезы докембрия Олекминской ветви Станового пояса [Миронюк и др., 1971; Петров, 1966, 1974; и др.]

Колонки: 1, 2 – Олекминская зона: 1 – горст-антиклинорий,

2 – грабен-синклинории и "троги"; 3 – Чарская глыба и Токкинская



зона; 4 - Кодаро-Удоканский прогиб [Салоп, 1964]; 5 - Чарская зона. Условные обозначения см. на рис. 3. Показаны железорудные (Fe) и меденосные (Cu) горизонты

к нижнему архею, олекминскую серию — к верхнему архею, может быть, частично и к нижнему протерозою, что подтверждается и нижним пределом.возраста аналогов борсалинской серии в западной части Алданского шита.

Вывод Е.П. Миролюка о единстве курультинского комплекса и олекминской серии хотя бы в некоторых разрезах чрезвычайно важен и, с нашей точки зрения, является единственно правильным. Согласные залегания олекминской серии на курультинском комплексе в разрезах, изученных Е.П. Миролюком, не исключают формирования геосинклинальных структур (а следовательно, и появления локальных несогласий) начиная еще с архея. Этим можно объяснить появление терригенного материала уже в самых верхах курультинского комплекса, а затем возрастание его роли в олекминской серии. Это, в частности, и имел в виду Е.П. Миролюк, утверждая, что отличие разрезов олекминской серии от устойчивого разреза курультинского комплекса "связано с начавшейся в нижнепротерозойское время дифференциацией областей седиментации Олекмо-Становой области, которая в дальнейшем, как будет показано, возрастала все больше, отражая завершающие стадии развития геосинклинального режима" [Миролюк, 1966, с. 101]. Этот вывод в настоящее время можно сформулировать так: курультинский комплекс в основном отвечал протоокеанической обстановке и формированию базальтовой океанической коры, тогда как олекминская серия соответствует расчленению океанического ложа геосинклинальными структурами, т.е. преобразованию его в геосинклинальную область. Отсюда вытекает малая вероятность повсеместно-изохронного рубежа между курультинским комплексом и олекминской серией или становым комплексом. Развитие геосинклинальных структур не могло начаться и прервать накопление продуктов подводного базальтового вулканизма всюду одновременно, да и протекало оно в разных местах разными темпами. При этом подводный базальтовый вулканизм в геосинклинально-депрессивных зонах мог еще долго продолжаться параллельно с развитием геосинклинальных структур. В силу этого совершенно естественно, что если в Северной зоне Становика граница между курультинским комплексом и становым действительно датируется 2600 млн. лет, то в Олекминской зоне аналогичная граница может приходиться на 2900–3000 млн. лет; возможны и другие даты.

Борсалинская серия представлена биотитовыми, двуслоянными, эпидот-биотитовыми, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, кварцитами, железистыми кварцитами и амфибол-железистыми сланцами мощностью 2–5 км, распространенными как в открытых синклиналях, так и в грабен-синклиналях. В составе серии Е.П. Миролюк выделяет вулканогенно-терригенную формацию, местами с "угнетенной кремнисто-железистой формацией", и вышележащую терригенную. Раньше эту серию он относил к нижнему протерозою, но в более поздней работе [Миролюк и др., 1971], вероятно учитывая К-Аг датировки до 2510–2670 млн. лет, счел ее верхнеархейской. Е.П. Миролюк предполагает несогласное залегание борса-

линской серии на олекминской, что подтверждает и Е.А. Кулиш [1977], но Е.П. Миронюк согласные взаимоотношения между этими сериями зафиксировал в Темулякитской синклинали. Вероятно, в борсалинское время геосинклиналь была расчленена геантиклинальными структурами, выступавшими в виде размывавшихся островов, тогда как в остаточных прогибах седиментация не прекращалась и, судя по данным Е.А. Кулиша, приобрела молассовый характер. Полное замыкание геосинклинали в Олекминской зоне, скорее всего, произошло после отложения в остаточных прогибах следующей, субганской серии.

Субганская серия мощностью до 2–3 км также приурочена к грабен–синклиналям и представлена метаморфизованными в фации зеленых сланцев (иногда до амфиболитовой фации) песчаниками, алевролитами, пелитовыми породами, гравелитами и конгломератами. В прослоях известняка обнаружены дорифейские строматолиты *Striatifera sp.*, *Conophyton sp.*, *Omachtenia* Nuzl. Образование серии происходило в мелководном морском бассейне с поступлением терригенного материала с близких источников сноса. Для метаморфических пород субганской серии Олекминской зоны имеются К-Аг датировки возраста 1450 и 1755 млн. лет (рифей – средний протерозой). Однако Е.П. Миронюк с соавторами [1971, 1976], основываясь на сопоставлении прорывающих серию гранитов с гранитами чуйско–кодарского комплекса (1880–1900 млн. лет), относят ее к нижнему протерозою, хотя более вероятен средний протерозой [Работнов, 1964].

Базальные слои серии, представленные мелкогалечными конгломератами, обнаружены только в истоках рек Олдонсо и Чародакан, но угловое несогласие не установлено. Вполне вероятно, что в некоторых прогибах непрерывная седиментация продолжалась до образования субганской серии, причем, судя по имеющимся данным [Петров, 1974; Салаткин, 1971; Бирюлькин и др., 1978], в Угуйском прогибе ее стратиграфические аналоги составляют молассовую толщу. Возможно, что образование серии соответствует орогенному этапу развития Олекминской зоны. Чародаканская свита, а в Олдонсинском грабене кебетинская свита (до 500 м) залегают на субганской серии с резким несогласием и представлены толщей песчаников, начинающихся конгломерато–брекчиями. Выше следуют позднерифейские и кембрийские отложения, образующие субгоризонтальный осадочный чехол платформенного типа.

Интрузивные породы Олекминской зоны составляют следующий последовательный ряд (по Е.П. Миронюку), выражающий развитие магматизма главным образом геантиклинальных структур.

Пластовые и секущие тела двупироксеновых кристаллических сланцев и ультраметаморфогенных чарнокитов размещены в курультинском комплексе.

Среди интрузивных пород, прорывающих олекминскую серию, помимо ортоамфиболитов, широко распространены гранитоиды и гранито–гнейсы, отождествляемые с группой древнестанаовых гранитов.

Не вполне ясно возрастное положение анортозитов, размещенных преимущественно в курультинском комплексе.

В борсалинскую серию внедрены соскладчатые пластовые ортоамфиболиты, метагаббро-диориты и метадиабазы, а также соскладчатые или трещинные интрузии гипербазитов, габбро, диоритов, а затем гранитов, обычно сходных с древнестановыми.

Субганская серия прорвана мелкими телами габбро, диабазов и более крупными трещинными телами гранитоидов, сопоставимых с породами чуйско-кодарского интрузивного комплекса байкалид.

#### ЧАРСКАЯ ЗОНА

В эту зону включены так называемая Чарская глыба и расположенный южнее Кодаро-Удоканский прогиб. К юго-западу от последнего выступает Схольбано-Кондинский массив, обычно считающийся частью Чарской глыбы, отделенной от нее при образовании Кодаро-Удоканского прогиба (см. рис. 22). Л.И. Салоп [1964, 1967] относил эти структуры к Байкальской складчатой области, так же как и к Алдано-Становой. Однако от Байкальской области они отделены большим глубинным Схольбанским (по Л.И. Салопу) разломом типа структурного шва и к западу от него не прослеживаются; зато восточнее они тесно связаны со структурами Олекминской ветви Станового пояса.

Проблема понимания природы Чарской зоны сводится к генеральному вопросу: участвуют ли в строении Чарской глыбы аналоги как алданского (или курультинского), так и самостоятельного станового комплекса или только одного из них, а также существует ли здесь нижеархейский фундамент как повсеместный самостоятельный структурный этаж, распространяющийся под Кодаро-Удоканский прогиб? Аналогичный вопрос и для собственно Станового пояса можно считать решенным в пользу самостоятельности станового комплекса и отсутствия под ним нижеархейского фундамента.

Чарская глыба. Е.М. Лазько [1956], Л.И. Салоп [1964, 1967], как и многие другие исследователи, считали структуру Чарской глыбы целиком архейской и видели в ней обломок Алданского щита. Это находило некоторое подтверждение в U-Pb датировках возраста ортитов из мигматитов чарского гнейсового комплекса — 2600±100 млн. лет [Тугаринов, Войткевич, 1966]. Сомнение внесли результаты геологосъемочных работ, проводившихся с 60-х годов Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ВАГТ). Уже в 1962-1963 гг. сложилось мнение, что Чарской глыбы "в прежнем представлении фактически не существует. От нее остались лишь небольшие массивы мигматизированных гнейсов в верховьях р. Саку, хребта Кодар (южнее Катугинского массива), в верховьях левых притоков р. Чары; вся же остальная территория фундамента сложена толщами предполагаемого станового комплекса, прорванного гранитами с возрастом 2000 млн. лет" [Тугаринов, Войткевич, 1966, с. 200]. Именно к мигматизированным гнейсам относится упомянутая дата, что все же позволяло предполагать здесь фраг-

менты фундамента, хотя она не противоречит и присутствию гранитизированного станового комплекса (олекминской серии). А.Ф. Петров [1966] и Е.П. Миронюк [Миронюк и др., 1971] весь чарский разрез гнейсов и кристаллических сланцев, изученный на левобережье р. Токко и в бассейне р. Чароды, сопоставили именно с олекминской и борсалинской сериями, в конечном счете со становым комплексом (см. рис. 23, колонка 3). Породы более древнего (нижнеархейского) фундамента, образованного породами курультинского комплекса, им выделить не удалось.

Тем не менее первоначальная точка зрения получила развитие в ряде работ [Лейтес, 1965; Кориковский, 1967; Федоровский, Лейтес, 1968; Глуховский, 1969; Кориковский, Федоровский, 1970, 1971; Глуховский и др., 1972; Лейтес, Федоровский, 1972, 1977; Федоровский, 1972; и др.], но в том варианте С.П. Кориковского, согласно которому раннеархейская структура в районе Чарской глыбы (как и в других частях Алдано-Становой области) в раннем протерозое подверглась значительной переработке повторными процессами метаморфизма и гранитизации. Выходит, что Чарская глыба сложена только переработанными образованиями нижнего архея, олекминская же серия в ее пределах якобы отсутствует. В раннем протерозое на раздробленный фундамент раннеархейской протоплатформы были наложены структуры авлакогенного типа, сложенные "геосинклинально-троговым" комплексом, в который включены стратиграфические аналоги удоканской серии.

А.М. Лейтес и В.С. Федоровский вопрос о присутствии нижнего архея в Чарской глыбе решили положительно на том основании, что в ней выявлены "настоящие архейские гранитоиды — феррогастингситовые и гиперстеновые чарнокитовые гранито-гнейсы, граниты и гранодиориты ... Эти породы, как показал С.П. Кориковский [1967], образуются при гранитизации основных кристаллических сланцев и анортозитов, происходившей в условиях повышенной щелочности, что характерно для всей южной окраины щита. Определение абсолютного возраста минералов пегматитов этих гранитов дало цифры 2800, 2935 и 3100 млн. лет" [Федоровский, Лейтес, 1968, с. 52]. Они же приводят обоснование более интенсивной гранитизации в раннем протерозое, переработавшей породы архейского комплекса и создавшей по ним гранито-гнейсовые купола с возрастом 2400–1600 млн. лет (рис. 24). От нижнеархейского комплекса первоначального состава сохранились только неравномерно распределенные ленто- и линзовидные тела протяженностью до сотен метров, хотя местами они сгущаются и образуют площади до 25–35 км<sup>2</sup>.

Далее А.М. Лейтес и В.С. Федоровский [1972, 1977] приходят к выводу о том, что первоначально базитовый, местами ультраосновной состав архейских пород позволяет сопоставить их с курультинским комплексом и принять гипотезу образования в раннем архее древней базальтовой коры океанического типа, которая в ходе направленного развития была преобразована в континентальную.

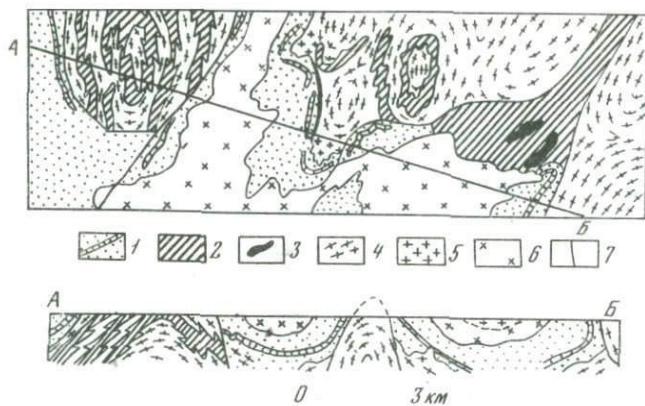


Рис. 24. Гранито-гнейсовые и мигматитовые купола в верховьях рек Эльгер, Бургай и хр. Кодар [Лейтес, Федоровский, 1972]

1 – нижняя подсвита икабийской свиты с горизонтами мраморов; 2 – мигматизированные архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 3 – метаморфизованные основные и ультраосновные породы "трогового" комплекса; 4 – гранито-гнейсы куандинского комплекса; 5 – гранитоиды Кодаро-Кеменского лополита; 6 – краевая приподошвенная фация гранитоидов того же лополита; 7 – разломы

С последним положением, высказывавшимся как в виде общей концепции, так и применительно к Алдано-Становой области и раньше [Фролова, 1951, 1953 и др.; Васильковский, 1960, 1964, 1968; Павловский, 1964, 1970 и др.], мы можем только согласиться. Но остаются сомнения: действительно ли этот направленный ход развития был нарушен в раннем протерозое регенерацией геосинклиналей, хотя бы и особого, канадского (тимискамингского) типа? С этим вопросом тесно связан другой – о недостающем звене истории преобразования океанической коры в континентальную в схеме А.М. Лейтеса и В.С. Федоровского: не участвует ли в строении Чарской зоны становой комплекс первичной осадочно-вулканогенной природы и не связан ли он с курультинским так же тесно, как это имеет место в смежной Олекминской зоне?

Обращает на себя внимание отсутствие олекминской серии (т.е. значительной части станового комплекса) в стратиграфической схеме, принятой А.М. Лейтесом и В.С. Федоровским (ранее и С.П. Кориковским). На древнеархейский фундамент протоплатформы якобы непосредственно лег нижнепротерозойский "троговой комплекс", т.е. произошло событие, связываемое названными авторами с раздроблением древнего фундамента и возникновением на нем палеоавлакогенов. Именно в такой интерпретации В.С. Федоровским и А.М. Лейтесом [1968] представлена первоначальная геолого-историческая схема, развитая в ряде последующих работ.

Между тем олекминская серия Е.П. Миронюком и А.Ф. Петровым прослежена в районе Чарской глыбы из Олекминской зоны; просле-

жены даже все ее четыре свиты, выявленные в разрезах левобережья р. Токко и по р. Чароде [Миролюк и др., 1971, рис. 7, колонки 1 и 2]. По описанию А.Ф. Петрова [1966], эти свиты — олондинская, хойкинская, крестьянская и мордженская суммарной мощностью 9 км — развиты почти на всем междуречье Чары и Токко, а также в собственно Чарской глыбе (см. рис. 23, колонка 3). В пределах последней он выделил и курультинскую серию (комплекс), "располагающуюся стратиграфически ниже олекминской и образующей блоки в последней" [Петров, 1974, с. 138]. Конечно, взаимоотношения между ними здесь выявить невозможно, почему говорить о стратиграфическом несогласии нет оснований, но по аналогии с Олекминской зоной можно предполагать их согласные отношения. Если это действительно так, то породы курультинского комплекса и олекминской серии в Чарской глыбе образуют единый чарский гнейсовый комплекс. Но тогда этот комплекс включает не только нижнеархейские (курультинские), но и верхнеархейские — нижнепротерозойские (олекминские) породы; следовательно, и структура Чарской глыбы должна быть позднеархейской и раннепротерозойской, т.е. иметь близкий возраст к структурам Станового пояса.

В этом же районе А.Ф. Петров, основываясь на личных исследованиях и данных ряда других геологов, выделяет борсалинскую серию, а над ней олондинскую, тасмиэлинскую и угуйскую (см. рис. 23, колонка 5). Олекминская и борсалинская серии имеют сходный состав, но борсалинская серия отличается все же более значительным участием амфиболитов и вообще меланократовых пород, главное же — наличием пачек железистых кварцитов, магнетитсодержащих амфибол-кварцевых и силлиманит-кварцевых сланцев. Обе серии метаморфизованы в амфиболитовой фации, прорваны древнестановыми гранито-гнейсами и сходны по составу со становым комплексом настолько, что некоторые свиты удалось проследить как в Северной зоне Становика, так и в Олекминской и Чарской зонах. В них широко проявлены процессы гранитизации и мигматизации, образовавшие мигматитовые поля и синкинематические структуры течения типа гранито-гнейсовых куполов.

А.Ф. Петров [1966] обе серии раньше относил к нижнему протерозою, но позже [1974] — к архею, оставив в протерозое олондинскую и вышележащие серии. Причиной этому были радиометрические датировки, полученные по мусковиту пегматита (2540 млн. лет), рвущего метагаббро, залегающего в борсалинской серии в Темулякитском грабене, и по амфиболу аналогичного метагаббро (3150 млн. лет) в Токко-Олондинском грабене. Если полностью доверять этим двум определениям, то борсалинскую серию нужно относить к верхнему архею, а олекминскую опустить чуть ли не в нижний архей. Но было бы слишком опрометчиво делать подобные заключения по единичным датировкам. Очень важно то, что в районе Темулякитского грабена, как и в некоторых других структурах, борсалинская серия сменяет олекминскую без видимого несогласия и могла быть выделена А.Ф. Петровым условно, например на основании присутствия железистых кварцитов. В Чарской глыбе им

указано структурное несогласие между борсалинской и олекминской сериями.

Не касаясь пока надборсалинских серий, можно сделать следующие предположения, не менее вероятные, чем трактовка А.М. Лейтеса и В.С. Федоровского. В область Чарской глыбы распространяется олекминская серия, или, что то же, низы станового комплекса. Здесь она также занимает более высокое стратиграфическое положение, чем курультинский комплекс, несогласие с которым хотя и возможно, но не установлено. Курультинский комплекс от олекминской серии отличается большим, до исключительного преобладания, участием метаморфизованных до гранулитов и превращенных местами при гранитизации в феррогастингситовые и гиперстенновые граниты-чарнокиты пород. Толща с пластами железистых кварцитов, выделенная как борсалинская серия, в некоторых районах, скорее всего, входит в олекминскую серию. Это не исключает самостоятельности борсалинской серии, или продолжающей до нижнего протерозоя разрез олекминской серии в грабен-синклиналях, или залегающей на ней с несогласием в антиклинальных структурах (например, в Чарской глыбе). Нижний возрастной предел олекминской серии уходит в глыбу докембрия до даты 2600-2500 млн. лет, возможно и больше. Но вполне вероятно, что здесь, как и в Олекминской зоне, она вместе с курультинским комплексом составляет единый непрерывный разрез, смена фаций глубинности метаморфизма в котором не может служить ни коррелируемой стратиграфической границей, ни аргументом в пользу несогласия.

Формирование гранито-гнейсовых структур в Чарской глыбе началось в позднем архее (U-Pb определения возраста мигматитов и пегматитов - 2600±100 млн. лет), но в это время вулканогенная и терригенная седиментация в ее пределах, тем более в смежных прогибах, продолжалась без перерыва и в становую эпоху. В течение последней и особенно к концу ее, т.е. в раннем протерозое, процессы гранитизации и образования гранито-гнейсовых структур проявились более широко. Участвующие в этих структурах гранито-гнейсы и гранитоиды куандинского интрузивного комплекса, по С.П. Кориковскому и В.С. Федоровскому [1970], соответствуют древнестановым гранитам.

Таким образом, для выделения в Чарской зоне древнеархейского кристаллического фундамента как самостоятельного структурного этажа сколько-нибудь серьезных оснований нет. Структура Чарской глыбы и других массивов зоны могла окончательно сложиться в ранней протерозое, в эпоху образования древнестановых гранитов. Однако, как будет видно из последующего изложения, и в это время повсеместный складчато-метаморфический фундамент "протоплатформы" еще не сформировался, так как сохранялись остаточные прогибы, седиментация геосинклинального типа в которых продолжалась до среднего протерозоя.

Кодаро-Удоканский прогиб и грабен-синклинали. Широко известно описание удоканской серии в работах Л.И. Салопа [1964 и др.], в которых им было предложено (принятое и в нас-

тоящее время) деление ее на 11 свит с объединением их по принципу цикличности седиментации в три подсерии — кодарскую, чинейскую и кеменскую (см. рис. 23, колонка 4). Не вдаваясь в детали, серию в целом можно охарактеризовать следующим образом. Это мощная (до 10 км) существенно терригенная толща, в нижней части подвергавшаяся метаморфизму с образованием биотитовых, двуслодных и других сланцев и мелкозернистых гнейсов. Преобладают мелководные отложения песчано-алевролитоглинистой группы формаций миогеосинклинального типа, обычно ритмично-слоистые, иногда флишеидного облика. Две нижние подсерии, кодарская и чинейская, содержат прослой мраморов, кальцифиров, железистых и медистых песчаников; характерны углистые глинистые сланцы. Роль песчаников, обычно олигомиктовых, реже полимиктовых и мономиктовых, в общем увеличивается вверх по разрезу, но кварциты, иногда с пропластками гравелитов и мелкогалечных кварцевых конгломератов, встречаются даже в нижних свитах — боруряхской и икабийской на северо-восточной и юго-восточной окраинах прогиба. Чинейская подсерия венчается бутунской свитой, сложенной в основном пачками доломитизированных известняков со строматолитами. Осадки всей этой части серии мощностью до 6 км, несомненно, отлагались в морском бассейне, отстоявшем на достаточно большом удалении от выровненной суши.

Кеменская подсерия характеризуется исчезновением пачек карбонатных пород и преобладанием песчаного материала с появлением более частых прослоев и пачек гравелитов, конгломератов, конгломерато-брекчий. Отложения приобретают черты, свойственные предгорной молассе, причем самая верхняя часть разреза отвечает прибрежной зоне седиментации осадков, возможно, частично континентально-аллювиальных или дельтовых. Во время накопления этих отложений сравнительно близко располагавшиеся участки размыва могли иметь горный рельеф. Л.И. Салоп для сакуканской свиты указывает обломочный материал, приносившийся со стороны Чарской глыбы; размыву подвергались граниты, кристаллические сланцы, реже эффузивы. В.С. Федоровский [1972] отмечает "экзотические" обломки кварцитов, яшм, гранофинов, кварцевых порфиров. Пачки железистых (мартит- и магнетитсодержащих) и медистых песчаников распределены и в этой части серии (в сакуканской свите).

Под влиянием внедрявшихся гранитов чуйско-кодарского интрузивного комплекса нижняя часть серии превращена в кристаллические сланцы. По представлениям В.С. Федоровского и А.М. Лейтеса [1968], гранитоиды слагают огромный лополит толщиной 3–6 км, залегающий в основании серии под большей частью Кодаро-Удоканского прогиба. Возраст удоканской серии определялся по многочисленным данным, приведенным Л.И. Салопом, В.С. Федоровским, М.З. Глуховским и др.; K-Ar значения (по слодам) возраста пегматита, пересекающего икабийскую свиту, дали 2370 и 2420 млн. лет, а метаморфизма той же свиты — от 1940 до 1860 млн. лет; U-Pb методом по браннериту определен возраст пород читкандинской свиты кодарской подсерии в 1950 млн. лет. Верхний предел воз-

раста серии определяется цифрами, полученными К-Аг методом для прорывающих ее гранитоидов чуйско-кодарского комплекса — от 1770 до 1960 млн. лет (до 30 определений) и V-Pb методом по орбиту и калиевому полевому шпату — 1950 и 2000 млн. лет.

В.С. Федоровский [1972, с. 118] на основании главным образом радиометрических данных полагает, что "удоканская серия отвечает возрастному интервалу около 2300–1900 млн. лет, что соответствует нижнему протерозою". Эта оценка возраста серии является общепринятой. Однако не исключено, что все использованные для нее данные относятся к кодарской и чинейской подсериям, а также к гранитам только ранних фаз чуйско-кодарского комплекса, прорывающим эти подсерии. Е.П. Миронюк и др. [1971, с. 91] полагают, что "собственно" удоканской серией, вероятно, следует считать отложения кодарской и чинейской подсерий", для кеменской же подсерии, залегающей с крупным перерывом, местами с резким угловым несогласием на чинейской, можно допускать ранне-средне-протерозойский возраст.

Следует отметить, что А.В. Вологдин [1965] из известняков бутунской свиты определял строматолиты и микроводоросли, которые сопоставляются с видами рифейской (синийской) свиты цзинлин Китая. Это заключение позднее никем из геологов не принималось во внимание. Вместе с тем по прежним указаниям, основанным на определениях известковых водорослей А.В. Вологдиным и И.К. Королук, рифейские отложения имеются в верховьях р. Чины, где и нужно уточнить, действительно ли строматолиты относятся к бутунской свите. Удоканскую серию иногда сопоставляют со становым комплексом, что вряд ли правильно, так как он в основном верхнеархейский и его стратиграфические аналоги (олекминская, а может быть, и борсалинская серии) подстилают эту серию.

Вопрос о взаимоотношениях удоканской серии с более древними метаморфическими толщами считать окончательно решенным нельзя, хотя многими геологами он решается в пользу резкого несогласия, и на основании этого трактуется наложенность Кодаро-Удоканского прогиба на древнеархейский фундамент. Несогласное залегание стратиграфических аналогов серии, установленное вне этого прогиба, распространять за его пределы нет оснований, так как формирование прогиба могло сопровождаться (и, несомненно, сопровождалось) складчатыми деформациями и метаморфизмом в его раме. Л.И. Салоп в свое время не отчленил удоканскую серию от глубоко метаморфизованной толщи, слагающей Сьюльбано-Кондинский блок Чарской глыбы. Он не находил между ними несогласия, хотя и относил сьюльбанскую толщу к архею. Не установили этого несогласия также В.С. Федоровский и А.М. Лейтес [1968, с. 48, рис. 2], которые, однако, писали: "Непосредственно в обнажениях породы удоканской серии и гнейсы архея залегают как будто согласны. Результаты же геологического картирования показывают, что основание удоканской серии покоится на различных горизонтах архейских образований, т.е. с отчетливым несогласием, а Кодаро-Удоканский прогиб наложен на структуры нижнего этажа". Между тем

никто из геологов не обнаруживал базальных слоев серии, тем более что низы ее столь же метаморфизованы, как и породы рамы.

Считавшиеся очень резкими различия возраста сюльбанской толщи ("нижний архей") и удоканской серии вынуждали искать и даже "находить" отчетливое несогласие. Но если Сюльбано-Кондинский массив сложен тем же комплексом пород, что и собственно Чарская глыба, то и в его строении участвует олекминская серия, и тогда резкого различия в возрасте нет. Но вопрос, пожалуй, разрешен самими С.П. Кориковским и В.С. Федоровским [1971] при изучении северной окраины Кодаро-Удоканского прогиба. На двух изученных ими участках, относящихся к стыку прогиба с Мельчикинским и Хани-Олондинским "трогами", была установлена тесная связь между удоканской серией и подстилающим ее "троговым комплексом". В первом районе "троговый комплекс"; отличающийся значительным участием в нем основных вулканитов и пластовых тел ортоамфиболитов, вверх по разрезу постепенно сменяется чисто терригенными отложениями удоканской серии, во втором же районе переход тоже постепенный, но икабийская свита удоканской серии становится существенно вулканогенной и как бы входит вместе с другими членами низов этой серии в "троговый комплекс". Как "троговый комплекс", так и икабийская свита "одноактно и совместно метаморфизованы в совершенно идентичных условиях температуры и глубинности, отвечающих биотит-мусковит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации ... наконец, сланцы обоих комплексов прорваны и мигматизированы древнестановыми (куандинскими) гранитами и пегматитами" [Кориковский, 1971, с. 123].

Рисунок 25 хорошо иллюстрирует описанные взаимоотношения. Нижняя пачка относится к верхней части "трогового комплекса"; средняя пачка, включающая маркирующий горизонт кварцитов и мраморов, соответствует нижней части икабийской свиты, составляющей и верхнюю пачку. Таким образом, здесь устанавливается согласное залегание удоканской серии на мигматизированном "троговом комплексе". Что же такое "троговый комплекс" и каковы его взаимоотношения с олекминской и борсалинской сериями?

Как видно на том же рисунке, мигматиты и куандинские биотитовые гранито-гнейсы размещены в переходном сланцевом разрезе в виде прослоев и мощных пластовых тел, причем роль гранито-гнейсов книзу возрастает, и среди них сохраняются лишь скиалиты и ксенолиты амфиболитов. Эта картина вполне соответствует той, которая так обычна при сочетании пород станового метаморфического комплекса и порожденных им в процессе гранитизации и мигматизации древнестановых гранито-гнейсов и гранитов. Вместе с тем "троговый комплекс", если снять с него роль ортоамфиболитов (габбро-амфиболитов), по составу метаморфических пород мало чем отличается от борсалинской серии. Это "роговообманково-плаггиоклаз-кварцевые, биотит-роговообманково-плаггиоклазовые, роговообманково-эпидот-биотит-плаггиоклазовые, биотит-хлорит-роговообманково-плаггиоклаз-кварцевые сланцы, амфиболиты, метадиабазы, метаморфизиты" [Федоровский, 1967, с. 23], наконец, кварциты, железистые

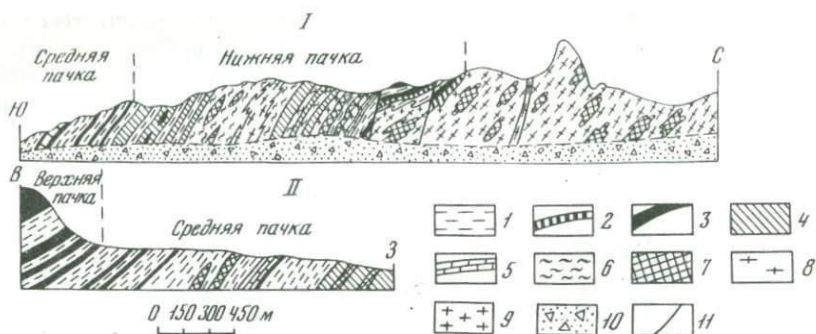


Рис. 25. Разрез метаморфической толщи по западному (I) и восточному (II) берегам Мельчикитского озера в хр. Кодар [Кориковский, Федоровский, 1971]

I — биотит-плаггиоклаз-микроклиновые и метапелитовые сланцы с гранатом, кордиеритом и силлиманитом; 2 — железистые кварциты; 3 — кварциты; 4 — амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы; 5 — мраморы; 6 — мигматиты; 7 — амфиболиты; 8 — куандинские гнейсо-граниты; 9 — граниты; 10 — осыпи; 11 — разломы

кварциты и т.д. Как и в борсалинской серии, это главным образом метаморфизованные продукты подводного базальтового вулканизма, причем среди них также характерно присутствие железистых кварцитов. Разница лишь в том, что борсалинская серия метаморфизована в условиях больших глубин и температур. Нет ничего особенного в том, что борсалинскую серию иногда включают в "троговый комплекс". Но уже говорилось о согласных взаимоотношениях между ней и олекминской серией в Темулякитской и некоторых других грабен-синклиналях.

Таким образом, близкие по возрасту борсалинская серия и "троговый комплекс" если и не одно и то же, то тесно связаны друг с другом и продолжают разрез олекминской серии, а вместе с ним и геосинклиально-депрессийный ряд формаций. Дальнейшим продолжением его является вышележащий надборсалинский комплекс отложений, включающий удоканскую и субганскую серии и венчающийся угуйской серией, представленной молассовой формацией (см. рис. 23, колонка 5). Совершенно отчетливо выступает геосинклиальная унаследованность как Кодаро-Удоканского прогиба, так и менее значительных по размерам грабен-синклиналей Чарской зоны.

Следует отметить, что "троги", "грабены" в Чарской зоне являются по существу синклинальными прогибами, как их и называют В.С. Федоровский и А.М. Лейтес [1968], но с сорванными одним или обоими крыльями. При превращении в грабены (что не обязательно) в раме прогибов возникают дислокационные несогласия, неизбежные и в случаях совершенно согласного залегания всех нарушенных толщ. Достаточно взглянуть на "схематическую карту" авторов "наложенных палеоавлакогенов и трогов" [Федоровский, 106

Лейтес, 1968, рис. 1], чтобы убедиться в единстве структурного плана как этих "трогов", так и их рамы, обнаруживаемом даже в такой детали, как следование пачки мраморов икабийской свиты вдоль ее контакта с метаморфической толщей рамы (см. рис. 24).

Развитие прогиба и более мелких структур происходило одновременно с длительным (с позднего архея) формированием подвергавшихся гранитизации геодантиклинальных структур — Чарской, Сьюлбано—Кондинской, Ханинской и других, которые только к началу молассовой стадии заполнения остаточных прогибов, т.е. в конце раннего или в среднем протерозое, стали высокими горными массивами.

Наша трактовка опирается на те же фактические данные, что и гипотеза раскальвания [Глуховский, 1969] и растяжения архейской протоплатформы. Но она более последовательно отвечает принятой и А.М. Лейтесом с В.С. Федоровским концепции направленного развития континентальной коры. Образование ее гранитно—метаморфического слоя (метаморфизм, гранитизация, формирование гранито—гнейсовых куполов) действительно, как показали названные авторы, в течение архея локализовалось только на отдельных участках. В то время образовались лишь более или менее ярко выраженные центры архейской гранитизации. Но при этом в архее никакой протоплатформы не возникло, если не понимать под ней сравнительно небольшую область океанической коры, только что вступившей на путь геосинклинального процесса. Прошла значительная часть протерозойской эры длительностью не менее 500 млн. лет, в течение которой разраставшиеся ядра роста континентальной коры начали сближаться, стеснив остаточные седиментационные прогибы, где главным образом, особенно в пограничных приразломных зонах, и сосредоточивался остаточный инициальный магматизм. Только после этого, на орогенном этапе, по—видимому, в основном в среднем протерозое, процессы складчатости и метаморфизма распространились и на них. Нет никаких оснований прогибы, именуемые "троговыми геосинклиналями", рассматривать как наложенные на протоплатформу, формирование которой завершилось только благодаря вовлечению их в эти процессы.

## ПАТОМО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

### ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Северо—восточная часть Байкальского складчатого пояса лежит в общем на простирании протерозоид главного ствола Станового пояса и сложена также преимущественно дорифейскими геосинклинальными образованиями, но местами в ее строении очень существенную роль играют рифейские и даже кембрийские отложения.

Стрессение области, называемой нами вслед за В.А. Обручевым Патома—Витимский нагорьем, наиболее полно освещено в работах Л.И. Салопы [1964, 1967 и др.], хотя не утратили значения ре—

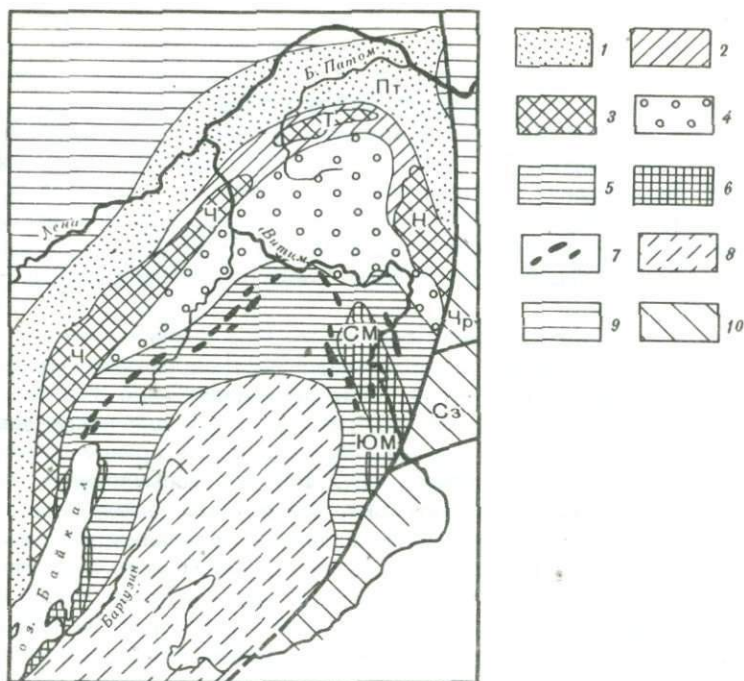


Рис. 26

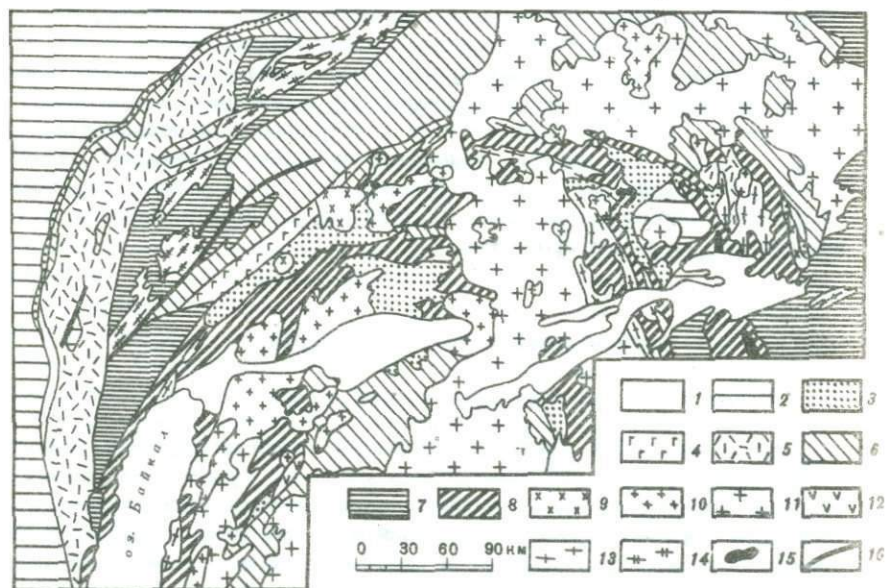


Рис. 27

зультаты более ранних исследований. Не меньшую роль играют работы других геологов, проводившиеся в период исследований Л.И. Салоп и особенно в последнее десятилетие.

На схеме (рис. 26) видно, что с запада непосредственно к главному стволу Станового пояса по Сьюльбанскому разлому примыкает Муйская геоантиклинальная дуга. К северу от нее расположены Бодайбинский синклиниорий, Чуйская геоантиклинальная дуга и сопровождающая последнюю Приленская зона краевых прогибов. Последние три структурные зоны Л.И. Салоп отнес к внешнему, миогеосинклинальному поясу байкалид, а Муйскую дугу и расположенные южнее районы, включая Верхневитимскую зону (Баргузино-Витимский синклиниорий), — к внутреннему, эвгеосинклинальному поясу. Согласно представлениям, сформулированным Л.И. Салопом и разделяемым многими геологами в настоящее время, геосинклинальная система байкалид заложилась на архейском гранито-гнейсовом фундаменте; история же ее развития определялась циклической последовательностью ряда тектонических этапов, каждый из которых завершался формированием своего структурного яруса (этажа).

Критическое отношение к подобным схемам выражено в труде "Тектоника Евразии" [1966], являющемся объяснительной запиской

---

Рис. 26. Тектоническое районирование северо-восточной части Байкальской складчатой страны

1 — Приленская зона прогибов (Пт — Патомский прогиб); 2, 3 — Чуйская геоантиклинальная дуга; 2 — районы преимущественного распространения рифея, 3 — антиклинории, сложенные муйским комплексом нижнего-среднего протерозоя; 4 — Чуйский, Т — Тонодский, Н — Нечерский; 5 — Муйская геоантиклинальная дуга; 6 — массивы архейских пород в Муйской дуге; Б — Байкальский, СМ — Северо-Муйский, ЮМ — Южно-Муйский; 7 — гипербазиты в Муйской дуге; 8 — Баргузино-Витимский синклиниорий; 9 — чехол Сибирской платформы; 10 — Становой пояс; Чр — Чарская зона, Сз — Северная зона главного ствола пояса

Рис. 27. Центральная часть Байкальской горной области по К.А. Клитину и др. [1975]

1 — четвертичные отложения; 2 — нижний палеозой; 3-15 — складчатые и магматические комплексы: 3 — вендский терригенный орогенный, 4 — вендский (сыннырский) вулканогенный, 5 — рифейский геосинклинальный, 6 — среднепротерозойский вулканический (акитканская и падринская серии), 7 — нижнепротерозойский геосинклинальный (чуйская серия), 8 — меланократовый (муйская серия), 9 — щелочных гранитов (сыннырский), 10 — нижнепалеозойский гранитоидный (витимканский), 11 — верхнерифейский гранитоидный (тельманский, баргузинский), 12 — верхнепротерозойский габбро-перидотитовый, 13 — нижнепротерозойский плагиогранитный, 14 — нижнепротерозойский гранито-гнейсовый, 15 — ультраосновной; 16 — главные разломы

к Тектонической карте Евразии. Нашу задачу — обоснование эпоксеноидальной природы байкалид и необратимого их развития с метакронным ходом преобразования океанической коры в континентальную — в значительной мере облегчили работы Е.А. Клитина и его соавторов [Клитин, 1966; Клитин, Постельников, 1966; Клитин, Павлова, 1970; Клитин и др., 1970; Клитин и др., 1975; и др.], развивающих некоторые стороны этой концепции.

#### МУЙСКАЯ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНАЯ ДУГА

Муйская дуга представляет собой крупный антиклинорий, расположенный между Бодайбинским и Баргузино-Витимским синклинориями (рис. 27). Л.И. Салоп считал, что эта дуга (зона), сложенная нижнепротерозойской эвгеосинклинальной муйской серией, заложилась на архейском гранито-гнейсовом фундаменте, фрагменты которого в восточной ее части выступают в виде Северо- и Южно-Муйской глыб, а в западной части — в виде огромной Байкальской глыбы, большая часть которой глубоко опустилась, образовав впадину оз. Байкал. К.А. Клитин и его соавторы отрицают существование этого фундамента, полагая, что эвгеосинклиналь здесь заложилась непосредственно на "базальтовом" слое коры [Клитин и др., 1975].

С нашей точки зрения, это почти правильное заключение требует все же внесения некоторых принципиальных корректив. Но на этом мы сосредоточим внимание ниже. Здесь же лишь отметим, что такое заключение не должно исключать наличие архейских толщ в указанных глыбах и даже возможность геоантиклинального развития отдельных их участков в позднем архее или в начале раннего протерозоя, т.е. раньше, чем в других звеньях дуги.

По Л.И. Салопу, Северо-Муйская глыба сложена амфиболито-гнейсовой илеирской и карбонатно-гнейсовой тулдунской толщами (рис. 28, колонка 1), а Южно-Муйская — более мощным комплексом метабазитов и гнейсов, хотя и метаморфизованным в основном в амфиболитовой фации, но включающим гиперстенсодержащие кристаллические сланцы. Толща Южно-Муйской глыбы хорошо коррелируется с верхней частью архейского комплекса Каларского антиклинория. Следовательно, в гнейсах и кристаллических сланцах Южно-Муйской глыбы можно видеть стратиграфический эквивалент верхов архейского курультинского комплекса, а в толщах Северо-Муйской глыбы — станового комплекса.

Л.И. Салоп считает, что самокутская и булундинская свиты, несогласно залегающие на гнейсах Северо-Муйской глыбы, являются здесь базальными горизонтами муйской серии. Если это действительно так, то отсюда должен следовать вывод об архейском возрасте не только толщ, слагающих Муйские глыбы, но и складчатометаморфической структуры этих глыб. Тогда находит объяснение значительное участие собственных геоантиклинальным формациям кислых эффузивов в килианской и горбылянской толщах, рассматриваемых Л.И. Салопом в этом районе дуги в составе муйской серии (рис. 29). Повторяем, что все это так, если стратиграфические

построения Л.И. Салопа правильны. Но даже в этом случае наличие архейских структур в районе Муйских глыб не должно означать распространение их в качестве фундамента под всей Муйской зоной, так как, судя по данным Л.И. Салопа, геоантиклинальный тип разреза муйской серии с некоторым удалением от Северо-Муйской глыбы сменяется разрезом эвгеосинклинального типа. Это происходит как в восточном (см. рис. 29, колонка VI), так и в северо-западном (см. рис. 29, колонка I) направлении.

Впрочем, вряд ли можно считать доказанной принадлежность самоктуйской и булундинской свит к низам муйской серии, почему остается под вопросом и несогласие между ней и гнейсовым комплексом. По С.В. Чеснокову [1978], наличие архейского структурного этажа, сложенного якобы ольхонской гнейсовой серией, нельзя считать доказанным и в районе Байкальской глыбы, где несогласие не подтвердилось, а эту серию, связанную общностью структурно-метаморфической эволюции с нижнепротерозойским эвгеосинклинальным комплексом, относят к архею только на основании ее метаморфизма в гранулитовой фации. Уже в небольшом удалении от гранито-гнейсов ольхонской серии изучен разрез, изображенный на рис. 30. В данном разрезе последовательность свит — норундуканской, харгитуйской и олокитской, представленных эвгеосинклинальными формациями суммарной мощностью до 10 км, укладывается в муйскую серию, причем эти свиты прослеживаются от северного побережья Байкала далеко на северо-восток, вплоть до верховьев р. Мамакан, т.е. до восточной части Муйской дуги [Клитин и др., 1975]. Это амфиболиты, амфиболовые, эпидот-амфиболовые сланцы, празиниты, метадиабазы, реже кератофиры, порфиroidы, кварциты, кремнистые породы, магнетитовые кварциты типа джеспилитов, кристаллические известняки и еще реже филлиты, углистые, слюдисто-кварцевые, биотитовые сланцы, метаморфизованные песчаники. Терригенные породы существенную роль играют только в верхней части серии, тогда как нижняя насыщена не только эффузивными метабазами, но и мелкими и крупными пластовыми телами и линзами серпентинитов, гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, габбро, габбро-амфиболитов, габбро-диабазов и других ультраосновных и основных интрузивных пород. Выделяются две зоны распространения этих пород: западная, прослеживающаяся на север от Байкала, и северная, образующая две ветви, огибающие Муйские глыбы с северо-востока и юго-запада. Обе зоны объединены Ф.П. Лесновым [1966] в Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс, сложенный породами габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-перидотит-дунитовой никеленосных формаций, среди которых выделяются амфиболитизированные перидотиты, а также габброиды с реликтами пород ультраосновного состава, вероятно являющиеся результатом их метасоматических преобразований. Все эти породы представляют собой магматические члены офиолитовой ассоциации, в которую входят также эффузивные метабазиты (спилиты, диабазы и др.), кварциты и яшмы.

Этот комплекс пород на обширных участках подвергся гранитизации с образованием конкордантных тел плагиогранитов муйского

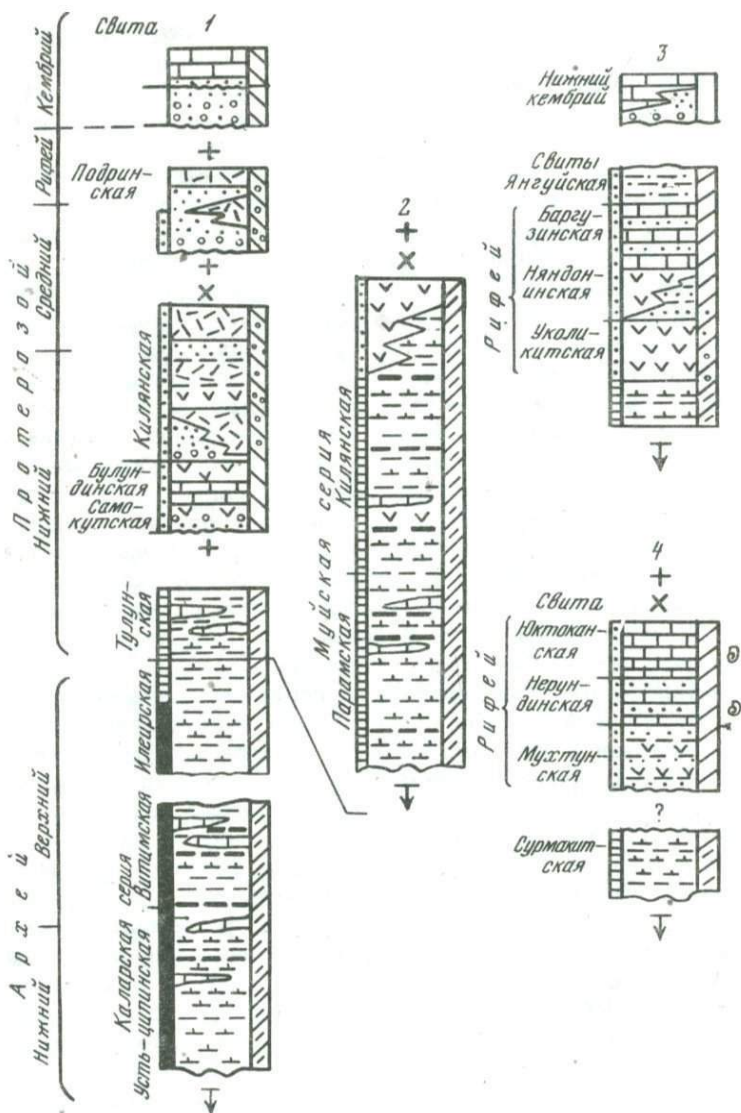
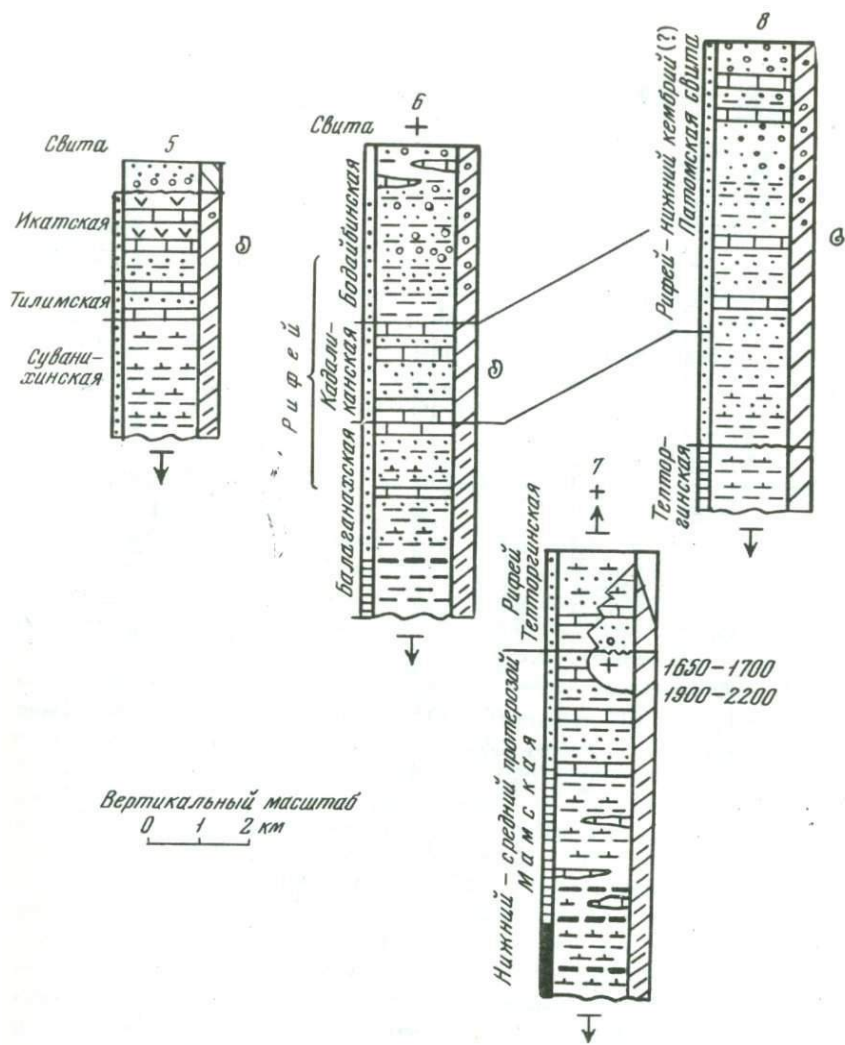


Рис. 28. Сводные разрезы докембрия северо-восточной части Байкальской складчатой страны по Л.И. Салопу [1964] с изменениями по новым данным

Колонки: 1 – восточная часть Муйской зоны, Северо- и Южно-



Муйская глыбы; 2 - центральная часть Муйской зоны; 3 - Катерская зона; 4 - Уакитская зона; 5 - Икатская зона, 6 - Бодайбинский синклиниорий; 7 - Чуйский антиклиниорий; 8 - Приленский прогиб. Условные обозначения см. на рис. 3

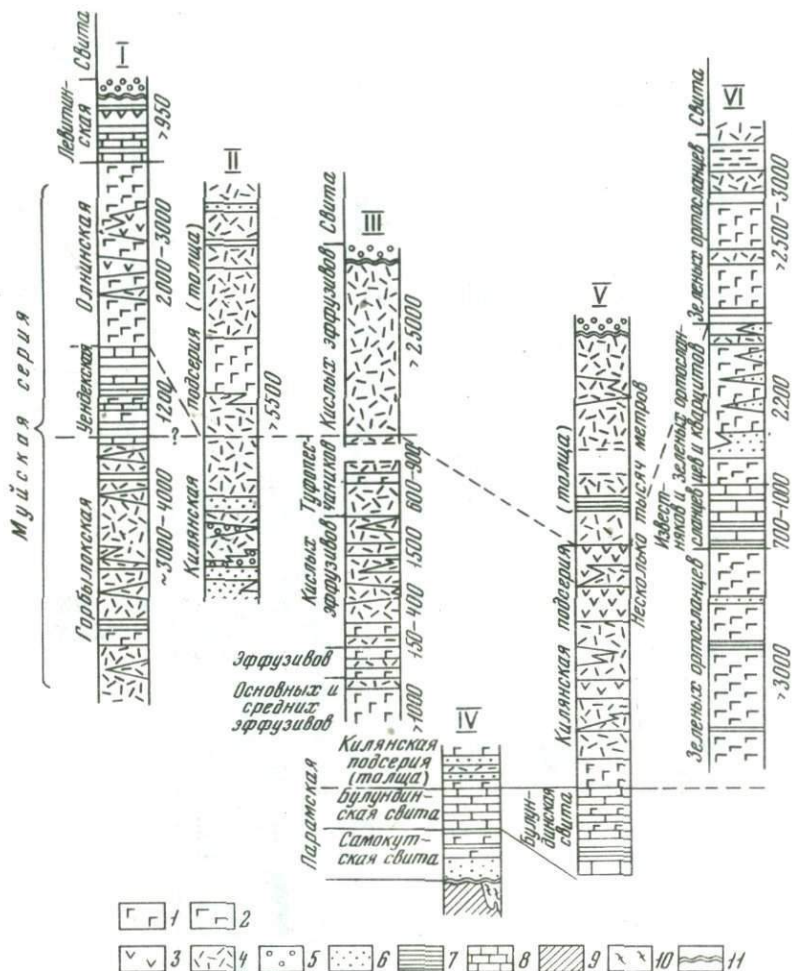


Рис. 29. Сопоставление разрезов докембрия Муйской зоны по Л.И. Салопу [1964]

Колонки: I — Южно-Муйский хребет, р. Горбылок; II — р. Тульдуны; III — Северо-Муйский хребет, р. Кяна; IV — р. Самокут; V — Делюн-Уранский хребет; VI — правобережье Витима.

1 — основные эффузивы; 2 — зеленые ортосланцы и ортоамфиболиты; 3, 4 — эффузивы: 3 — средние, 4 — кислые с туфоконгломератами; 5 — конгломераты; 6 — песчаники, кварциты; 7 — парасланцы; 8 — известняки; 9 — гнейсы; 10 — гранито-гнейсы; 11 — несогласие

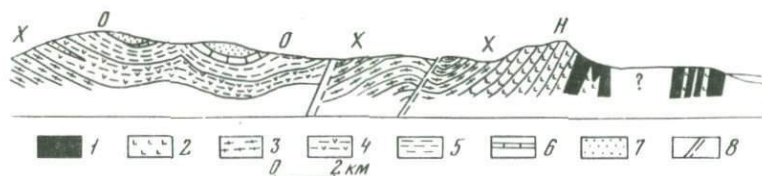


Рис. 30. Геологический разрез побережья Байкала в районе мыса Тонкий [Клитин и др., 1975]

1 – перидотиты, троктолиты, габбро и др.; 2 – амфиболиты; 3 – амфибол–биотитовые гнейсы; 4 – зеленые сланцы и эффузивы; 5 – зеленые и кремнистые сланцы; 6 – мраморы; 7 – метаморфизованные песчаники и гравелиты; 8 – разломы. Свиты: Н – нерундинская, Х – харгитуйская, О – олокитская

комплекса, обычно имеющих расплывчатые контакты с вмещающей средой.

К.А. Клитин, Е.А. Домнина, Г.В. Риле, отмечая, что "в настоящее время нет данных, определенно указывающих на существование во внутренних частях Байкальской складчатой области доофиолитового гранито–гнейсового фундамента", утверждают, что "рассмотренный комплекс меланократовых пород, по составу отвечающий офиолитовой ассоциации, является реликтом древнего "базальтового" слоя земной коры. Представляется, что начальный этап развития гранито–гнейсовой коры выражается в формировании тел плагиогранитов. В таком случае раннепротерозойская эвгеосинклиналь заложилась непосредственно на "базальтовом" слое, который в процессе дальнейшего геосинклинального развития преобразовался в гранито–гнейсовый слой" [Клитин и др., 1975, с. 93].

Эти выводы несколько отличаются от развиваемых нами положений, согласно которым мы здесь имеем дело не с реликтом некоего гипотетического "базальтового" слоя, а с его формированием, происходившим в архее и продолжавшимся в раннем протерозое в ходе аккумуляции пород муйской серии. Последняя представлена формациями океаническо–эвгеосинклинального ряда, пожалуй, скорее всего, именно океаническими. В составе их обычны не только продукты подводного базальтового вулканизма и связанные с ними кремнистые осадки, но и основные породы габбро–диабазовой формации по Ю.А. Кузнецову [1964], внедрившиеся во время океанической седиментации [Васильковский, 1970, 1978]. Однако интенсивная насыщенность здесь муйской серии гипербазитами и габброидами является аномальным отклонением от типичных обстановок океанического дна, вызванным активным поступлением мантийных магматических продуктов по разломам, с узкой зоной которых и связан Байкало–Муйский базит–гипербазитовый пояс. Вне этой зоны, вероятно, формировалась нормальная океаническая кора небольшой мощности.

Л.И. Салоп, а за ним почти все геологи считают муйскую серию с размещенными в ней породами габбро–диабазовой, гипербазито–

вой и плагиигранитовой формаций нижнепротерозойской. Но из-за отсутствия сплошного гранито-гнейсового фундамента низы серии, а следовательно, и процессы формирования базальтового слоя могут уходить очень далеко в глубь архея. Возможным исключением являлись "архейские" гранито-гнейсовые глыбы. Если низы серии действительно подвергались ранней гранитизации, то на отдельных участках возникли ядра роста "гранитного" слоя коры.

Сложнее вопрос о верхней возрастной границе серии, которую Л.И. Салоп определял по несогласному залеганию на ней и гнейсах среднепротерозойской падринской серии. Е.А. Клитин с соавторами [1975] в подтверждение этому приводят Rb-Sr возраст 1500-1700 млн. лет вулканических пород акитканской серии, перекрывающей на побережье Байкала зеленосланцевую иликтинскую серию, которую считают эквивалентом муйской. Но в этом случае она может включать не только ниже-, но и среднепротерозойские образования. К тому же преацитканское несогласие, как и другие докембрийские несогласия в Прибайкалье, является локальным [Чесноков, 1978], а потому не может являться возрастным пределом существования эвгеосинклинального бассейна в Байкальской области. Кстати, М.М. Мануйлова и Б.В. Петров [Геохронология..., 1968] допускали, что таким пределом может являться древнейшая K-Ar дата 1240 млн. лет (средний рифей), полученная для диабазы, прорывающей муйскую серию.

Можно предполагать, что верхняя граница муйской серии как комплекса меланократовых пород, слагающего основу муйской геоантиклинальной дуги, является такой же скользящей, какой являлась и верхняя граница курультинского меланократового комплекса в Становом поясе. Смена эвгеосинклинальных условий седиментации геоантиклинальными вряд ли могла отвечать определенному тектоническому событию, охватившему весь бассейн, не говоря о сохранении между геоантиклинальными поднятиями остаточных прогибов, в которых инициальный магматизм мог иметь свое длительное продолжение. Такая возможность вытекает из сравнения разрезов следующей по возрасту падринской серии.

Эта серия распространена на небольшой площади в восточной части Муйской дуги (см. рис. 27), где она залегает на габброидах и гранитах, прорывающих муйскую серию. Именно в этом районе серия характеризуется значительным участием кислых эффузивов, свойственных геоантиклинальному тектоническому режиму, отвечающему формированию Делон-Уранской геоантиклинальной зоны (см. рис. 29, колонки II, III). Но в этой же зоне в достаточном удалении от Северо-Муйской глыбы Л.И. Салопом описаны разрезы падринской серии, более насыщенные основными эффузивами при подчиненном участии кислых пород (см. рис. 29, колонки V, VI). Мало того, в Делон-Уранском хребте основные сланцы отмечены и в толще, сопоставляемой даже с патомской серией.

Падринская серия неизвестна на большом протяжении центральной части Муйской дуги, хотя на крайнем западе ее аналогом считается мощная акитканская вулканическая серия, распространен-

ная в падринское время в той большей части Муйской дуги, где муйский комплекс меланократовых пород имеет повсеместное распространение. Конечно, можно предполагать, что в это время муйский комплекс подвергался складчатости и образованию по нему плагииогнейсов. Но, имея в виду древнейшую K-Ar дату 1240 млн. лет, мы в такой же мере вправе предполагать вхождение стратиграфических аналогов падринской серии в верхнюю часть муйской и тем самым допускать сохранение эвгеосинклинального режима в остаточных прогибах Муйской зоны.

Примерно о такой возможности говорит А.Н. Булгатов, согласно которому после образования муйской серии одноименная зона была выведена из-под уровня моря, но не всюду. Например, в Горбылакской подзоне сохранялся прогиб, где накапливались морские карбонатно-терригенные осадки. Существовали и другие прогибы — Гукитско-Шумнинский, Усть-Килянский, Тулуинский, Иракидинский, в том числе и упомянутый Падринский. Они возникали в разных местах, хотя известны главным образом в восточной части Муйской зоны и на ее южной окраине и считаются наложенными; впрочем, среди них могут быть и наложенно-унаследованные и унаследованные. В них накапливались породы пестроцветной молассовой и вулканогенно-молассовой формаций с кислыми и средними эффузивами. К сожалению, стратиграфия этих толщ не разработана, а при их корреляции допускались серьезные ошибки [Булгатов, 1976]. Мы можем лишь говорить о возможном начале молассовой, т.е. орогенной, стадии развития Муйской зоны не раньше среднего протерозоя, скорее всего, даже поздней его части, и о проявлении ее по меньшей мере до конца рифея, так как сыннырскую осадочно-вулканогенную серию молассового типа относят к венду [Клитин и др., 1975]. Муйская зона в течение рифея, несомненно, обладала тектонически расчлененным рельефом, в условиях которого в некоторых молассовых прогибах могли удерживаться морские бассейны, а разделявшие их горные гряды увенчиваться вулканами. Зона в целом представляла собой островную дугу, состоящую из малых островов.

Молассовая стадия орогенного этапа продолжалась затем в конце рифея и в кембрии, на что указывают большая пестрота и значительные колебания мощности вендских и кембрийских отложений. В восточной части Муйской зоны Л.И. Салоп в их составе выделял мамаканскую и янгудскую серии. Первую серию, пестроцветную грубообломочную, но относил к алданскому ярусу, хотя большая часть ее может относиться к венду. Вторая серия, существенно карбонатная, содержит остатки археоциат, брахиопод, хиолитов, губок и водорослей ланского яруса, в верхах же — и более бедную фауну амгинского яруса. В западной части зоны распространена пестроцветная молассового типа сыннырская серия, которую относят к венду, хотя верхняя часть ее может соответствовать части янгудской серии.

Могут быть выделены два типа разрезов этих отложений. Первый из них характеризуется главным образом красно-бурными песчаниками и конгломератами мощностью от десятков до первых сотен

метров, относимыми к мамаканской серии. Они залегают несогласно на докембрийских складчатых структурах, обрамляющих Мамаканский прогиб. Отложения этого типа вполне отвечают геоантиклинальному режиму седиментации. Второй тип разреза характеризует молассу, образованную пестроцветными, в основном грубообломочными отложениями мамаканской серии с небольшим участием песчаных доломитов и глинистых сланцев. Выше согласно залегают янгудская серия. Обе серии образуют толщу мощностью не менее 7–8 км. Основание их разреза не обнажено, хотя Л.И. Салоп [1967] предполагает, что мамаканская серия и в прогибе лежит несогласно на подстилающих толщах, но, опираясь на приведенные им фактические данные, нельзя здесь исключить возможность наследования с рифея седиментации кембрийских отложений. К.А. Клитин кембрийские отложения в Муйской зоне рассматривает как платформенные образования, а вендские (сыньырскую серию) включает в орогенный комплекс, хотя и те и другие местами лежат согласно, смяты в складки и прорваны гранитоидами.

Нижнекембрийская фауна янгудской серии сходна с фауной Сибирской платформы и свидетельствует о связи бассейна с расположенным на ней Якутским морем. Эта связь могла осуществляться через Бодайбинский синклиорий. Среднекембрийская же фауна отличается от фауны амгинского яруса платформы, причем некоторые ее представители свидетельствуют о связи с южными морями. Формирование Муйского антиклинория только к среднему кембрию создало барьер, отделивший остаточный Верхневитимский геосинклинальный бассейн от моря Сибирской платформы и в то же время окончательно соединивший Саяно-Байкальскую область с Алдано-Становой в единую Саяно-Алданскую сушу.

Значительная часть Муйской зоны (между Байкальским и Муйским массивами) вступила в геоантиклинальный этап развития в конце раннего протерозоя и до среднего протерозоя включительно переживала в основном подводную стадию формирования островной дуги. Это событие, вероятно, было связано с возникновением зоны глубинных разломов, проницаемых для перемещения мантийных прорывов, образовавших интрузии пород гипербазитовой формации Байкало-Муйского офиолитового пояса. Позднее, но в основном еще на той же стадии по разломным зонам просачивались глубинные растворы, обусловившие гранитизацию и образование плагиогнейсов и плагиогранитов муйского складчатого интрузивного комплекса. Сформировалось зрелое геоантиклинальное поднятие, морфоструктурным выражением которого явилась островная дуга с очагами возникновения и роста гранито-гнейсового слоя коры. С конца среднего протерозоя до кембрия развивались крупные складчатые кордильеры, разделенные остаточными и остаточно-наложенными молассовыми прогибами, и зона вступала в орогенный этап развития. Происходил наземный андезитовый вулканизм, вероятно начавшийся в районе Северо-Муйской глыбы еще в конце раннего протерозоя и продолжавшийся до конца рифея. В течение этого этапа внедрялись крупнейшие тела ортогранитоидов витимканского и тельмамского

интрузивных комплексов. Только в это время преобразование океанической коры в континентальную в пределах Муйской зоны было близко к завершению.

Такова предполагаемая схема развития геосинклинально-складчатой дуги. В этой схеме нет жестких рубежей между этапами, или стадиями, развития, которое совершалось хотя и сложно, но в общем направленно и необратимо. Вопрос о разграничении здесь эпох байкальской и каледонской складчатости, или о полициклическом наращивании континентальной коры [Кушев, 1977], излишен. В связи с этим нужно иметь в виду то, что магматизм в Муйской зоне продолжался и в палеозое. Гранитоидами витимканского интрузивного комплекса в бассейне р. Мамакан прорваны нижнекембрийские отложения, верхнюю же возрастную их границу Л.И. Салоп [1967] определяет по наличию гальки сходных с ними гранитов в иташкинской свите (Верхневитимская зона), относимой условно к верхнему кембрию. Выделен еще более молодой, сыньярский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов, слагающих лишь небольшие тела и дайки. По данным абсолютной геохронологии Л.И. Салоп относил этот комплекс к позднему девону — раннему карбону.

#### БАРГУЗИНО-ВИТИМСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ (ВЕРХНЕВИТИМСКАЯ ЗОНА)

Можно было бы ожидать, что южнее Муйской дуги, т.е. в наиболее внутренней части геосинклинальной зоны, разрез докембрия должен быть собственно эвгеосинклинальным. Однако Л.И. Салоп [1964, 1967] особо отмечал, что в бассейне Верхнего Витима и на Витимо-Баргузинском междуречье (Гаргинская раннепротерозойская зона) нижние члены протерозойского разреза отличаются преобладанием осадочных толщ с малым участием в них эффузивов. Последние он отнес к "удаленной" спилито-кератофировой формации, которая, однако, появляется обычно на более поздних этапах развития эвгеосинклиналей. Л.И. Салоп объяснял это отсутствием или редкостью здесь глубинных разломов. Е.Н. Алтухов и А.Д. Смирнов [1971] на основании этих же особенностей разрезов протерозоя квалифицировали и Верхневитимскую зону как глыбовую структуру типа срединного массива, архейский фундамент которой опущен на большую глубину.

На самом деле это отличие кажущееся. В пределах Верхневитимской зоны возрастные аналоги муйской серии выступают на поверхности на небольших участках, и именно на тех, которые отвечают геосинклинальным структурам с соответствующим им режимом седиментации. Залегая на глубине, аналоги муйской серии между этими структурами могут быть представлены формациями геосинклинально-депрессийного ряда. Впрочем, к югу от нее мы вообще плохо знаем дорифейские толщи, и здесь далеко не всегда доказано их соответствие муйской серии; неясны даже взаимоотношения их между собой [Булгатов, 1976 и др.]. Стратиграфическая схема, разработанная больше 20 лет назад, в этой части требует пересмотра.

Свое мнение о такого рода формационных отличиях Л.И. Салоп подтверждал данными по составу гаргинской серии, выступающей на Баргузино–Витимском междуречье в ядрах Гаргинской и Аргодинской складчато–глыбовых структур. Но здесь даже для нижнего члена этой серии – сурмакитской свиты гнейсов, кристаллических сланцев, мраморов, пара– и ортоамфиболов – трудно привести аргументы в пользу раннепротерозойского возраста. Вопрос о возрасте гаргинской серии, по–видимому, до сих пор остался дискуссионным, чаще всего ее относят к среднему протерозою или к рифею. Так или иначе, имеющиеся данные свидетельствуют о широком распространении в пределах всего Баргузино–Витимского синклиория главным образом рифейских и кембрийских толщ.

Судя по наблюдавшимся изменениям и особенностям состава этих толщ, в рифее здесь уже существовала сложная дифференциация структурно–фациальных условий. Это и привело Л.И. Салопа к выделению для рифейского времени к югу от Муйской дуги ряда сменяющих одна другую подзон – Катерской, Уакитской, Икатской, Курбинской и др. Ограничившись изображенными на рис. 28 некоторыми разрезами этих подзон (колонки 3, 4, 5), мы не будем останавливаться на подробном их описании. Отметим только следующие особенности.

Катерская подзона, протягивающаяся непосредственно южнее Муйской геантиклинальной дуги от среднего течения Баргузина до Южно–Муйского массива, характеризуется молассовым типом разреза как рифейских, так и кембрийских отложений. Грубообломочная, часто вулканогенная толща мощностью до 10 км формировалась за счет поступления материала с развивавшейся Муйской горной дуги. На большом удалении от источников сноса преобладают песчано–сланцевые образования.

Уакитская подзона более удалена от Муйского антиклинория, но и в ней разрез местами имеет молассоидный характер, что было связано с наличием местных источников сноса.

В Икатской подзоне Л.И. Салоп выделяет Гаргинский и Аргодинский выступы, сложенные, по его мнению, нижнепротерозойскими метаморфическими породами. Нижнепротерозойская (или рифейская) суванихинская свита здесь содержит пачки основных эффузивов и туфов, размещенные среди метасланцев и песчаников. Выше по разрезу увеличивается роль карбонатных пород, эффузивы же представлены кислыми породами (см. рис. 29, колонка V). Местами, например на Чина–Амалатском междуречье, в рифейских и кембрийских отложениях эффузивы даже преобладают и известняки с арчеоциатами и водорослями слагают среди них рифы [Королюк и др., 1961]. Очевидно, в пределах Икатской подзоны существовали как геантиклинальные структуры, формировавшиеся вплоть до кембрия, так и остаточные геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся вплоть до среднего кембрия толщей песчано–глинистых, карбонатных и вулканогенных (с кислыми эффузивами) пород, заканчивающейся грубообломочной молассой. Только кембрийские отложения имеют мощность до 6–7 км. В этой же подзоне выделена верхнекембрийская или нижнеордовикская красноцветная ишташкинская свита, в которой встре-

чены микрофоссилии, известные в ордовике Иркутского амфитеатра. Они обнаружены также в Бирамьино-Янгудском прогибе, где со- держащая их молассовая толща залегает согласно на морских осад- ках нижнего – раннего кембрия.

По Л.И. Салопу, только самая южная Курбинская подзона сохра- нила черты эвгеосинклинального бассейна даже до раннего – сред- него кембрия, хотя седиментация депрессионного типа в ней сопро- вождалась накоплением вулканических продуктов главным образом среднего и кислого состава.

Верхневитимская зона в целом характеризуется громадным рас- пространением интрузивных пород, во многих местах поглотивших осадочно-вулканогенные толщи протерозоя и даже кембрия. По Л.И.Са- лопу [1967], могут быть выделены: 1) габброиды (от оливинового габбро до диорита) икатского интрузивного комплекса; 2) гранит- порфиры катерского комплекса; 3) граниты баргузинского комплекса, образующие очень крупные батолиты и обусловившие сильный мета- морфизм вмещающих толщ. Баргузинский комплекс считался докемб- рийским, но в последнее время значительную часть включавшихся в него гранитов относят к палеозою [Занвилевич, Литвиновский, 1978]. Еще позднее внедрялись граниты, сиениты и щелочные граниты ви- тимского комплекса.

Л.И. Салоп [1967] совершенно правильно рассматривает Верх- невитимскую зону в кембрии как остаточную геосинклиналь, расчле- ненную геоантиклинальными структурами. Но выделение в ней, как и в других зонах байкалид, ряда индивидуальных структурных эта- жей, якобы выражающих полициклический ход их развития от архея до раннего палеозоя, достоверными данными им не обосновано. Осо- бенно трудно согласиться с существующим у многих геологов [Са- лоп, 1967; Булгатов, 1976] стремлением жестко разграничивать байкальский и каледонский этапы. В Верхневитимской зоне вплоть до ордовика сохранялись межгорные прогибы, в которых продолжа- лось накопление моласс. Только к этому времени на ее месте окон- чательно сформировался сложнопостроенный Баргузино-Витимский син- клиорий, хотя вулканизм и отложение в прогибах и грабенах конти- нентальных осадков эпизодически происходили и позже.

#### ЧУЙСКАЯ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНАЯ ДУГА

Названная складчатая зона отделена от Муйской дуги Бодайбин- ским синклиорием и почти вплотную сближается с ней как на за- падном, так и на восточном ее фланге. Зона состоит из древних гео- антиклинальных структур Чуйского, Тонодского и Нечерского анти- клинориев, разделенных седловинами (см. рис. 26). Древнейшие обра- зования выступают в ядрах этих антиклинориев и представлены чуй- ской метаморфической серией, которую вместе со связанными с ней гнейсо-гранитами и гранитами именуют также мамским комплексом метаморфических и магматических пород [Неелов, 1963; Неелов, Седова, 1963; Салоп, 1964, 1967]. А.Н. Неелов и И.С. Седова сопоставляют мамский комплекс со становым и относят его к верх-

нему архею, а Л.И. Салоп – к нижнему протерозою, но соответствие его муйской серии почти ни у кого не вызывает сомнения. Так как подошва чуйской серии неизвестна, то начало ее образования, как и для муйской серии, мы относим к протоокеаническим обстановкам архея.

В составе серии преобладают плагиогнейсы и амфиболиты, среди которых обычны эпидотсодержащие разновидности, иногда с гиперстеном и шпинелью; в верхней части серии распространены и мраморы. Далеко не во всех случаях удавалось восстановить первичный состав пород, но в грубом приближении можно считать, что нижняя часть серии отвечает спилито-диабазовой и спилито-кремнистой формациям, а верхняя – терригенно-карбонатной с подчиненными ей основными эффузивами (см. рис. 28, колонка 7). Региональный метаморфизм протекал неоднократно от гранулитовой до зеленосланцевой, но главным образом в амфиболитовой фации и завершился образованием мигматитов, гнейсо-гранитов и гнейсо-плагиогранитов глубоких зон [Великославинский и др., 1971; и др.]. Синорогенные палингенные гнейсо-граниты и гранитоиды Л.И. Салоп сопоставляет с куандинским интрузивным комплексом, верхний предел возраста которого по K-Ar датировкам около 1900–2000 млн. лет.

Более молодые образования представлены акитканской и тепторгинской сериями, отвечающими геантиклинальной стадии развития Чуйской зоны. Акитканская серия широко развита в Чуйском антиклинории, вдоль его северо-западного крыла (см. рис. 27), и распространяется в пределы Приленского (Ангаро-Ленского) прогиба. Для нее характерно широкое участие вулканитов андезитовой формации – кварцевых, фельзитовых, трахитовых, дацитовых порфиров, андезитовых порфиров и их туфов, иногда чередующихся с терригенными породами, приобретающими более значительную роль на северо-востоке, в бассейне р. Малой Чуи. Она залегает несогласно на чуйской эвгеосинклинальной серии, верхний же предел ее возраста определяется датой  $1560 \pm 80$  млн. лет, полученной K-Ar методом для прорывающих ее гранитов ирельского и витимо-чуйского комплексов [Геохронология ..., 1968]. Цифрой  $1700 \pm 35$  млн. лет, полученной изохронным Rb-Sr методом для неизмененных эффузивов, определяется принадлежность серии к среднему протерозою, верхней его половине. Следовательно, складчатая основа Чуйского антиклинория сформировалась в среднем протерозое, когда здесь появилась островная суша с андезитовыми вулканами.

В районах Нечерского, Тонодского и восточной части Чуйского антиклинория выше чуйской серии Л.И. Салоп и другие геологи выделяют несогласно залегающую на ней и нижепротерозойских гранитах терригенную текторгинскую серию, состоящую из свит (снизу): 1) ходоканской – хлорит-серицит-альбит-кварцевых филлитов и метаалевролитов; 2) пурпольской – серицитовых кварцитов и метатравелитов с прослоями хлоритоид-кианит-серицитовых сланцев; 3) медвежинской – метакогломератов, хлорит-альбит-серицит-кварцевых метапесчаников, углистых хлорит-серицит-альбитовых филлитов; встречаются послойные тела метабазитов; 4) бульбухтинской – мраморов

и доломитов со строматолитами [Салоп, 1964; Кориковский, Федоровский, 1970; и др.]. Суммарная мощность всех свит 1,7–2 км. В конгломератах пурпольской свиты содержатся галька и валуны плагиигранитов.

Возраст тепторгинской серии дискусионен. Л.И. Салоп параллелизовал ее с акитканской и относил к среднему протерозою. М.М. Мануйлова и Б.В. Петров [Геохронология..., 1968] указывали, что она перекрывает илерские и витимо-чуйские граниты и поэтому моложе акитканской. Это подтверждается наличием в мраморах бульбухтинской свиты ниже- или среднерифейских строматолитов; К–Аг возраст ее пород по глаукониту определялся в 1350 млн. лет. С.П. Кориковский и В.С. Федоровский отнесли серию к нижнему протерозою на том основании, что она прорвана гранитами Лангдорского и Окаевского массивов, причем возраст гранитов, по данным Т.П. Ждановой, определялся U–Pb–Th методом для гранитов Лангдорского массива –  $1850 \pm 180$  млн. лет, Бульбухтинского –  $1700 \pm 170$  млн. лет и Окаевского –  $1670 \pm 410$  млн. лет. Подобные граниты, инъецирующие удоканскую серию, датируются К–Аг возрастом  $1900 \pm 100$  млн. лет. Если принимать возраст среднего протерозоя в интервале 2000–1600 млн. лет, то следует признать, что все данные, приведенные С.П. Кориковским и В.С. Федоровским, не противоречат среднепротерозойскому возрасту гранитов и прорываемой ими тепторгинской серии, хотя низы ее здесь могли образоваться в конце раннего протерозоя. Вопрос о повсеместном несогласии этой серии с муйской следует считать открытым. Для пурпольской свиты характерны железистые песчаники, гематитовые и титаномагнетитовые руды, а для бульбухтинской – основные породы субаквальной порфиритовой или диабазо-порфиритовой формации [Салоп, 1967]. Среднепротерозойский возраст тепторгинской серии позволяет допускать более поздний переход к геоантиклинальной стадии развития Тонодского и Нечерского антиклинориев, т.е. в среднем протерозое – раннем рифее. По окраинам поднятий на ней несогласно залегает балаганахская серия, начинающая комплекс рифейских отложений.

#### БОДАЙБИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

К северу от Муйской дуги расположены Мамо–Витимская и лежащая восточнее Жуинская синклиналильные зоны (синклинории), объединяемые в обширный Бодайбинский синклинорий, ограниченный на севере Чуйской дугой. От Муйского складчатого сооружения синклинорий отделен зоной глубинных разломов, но вряд ли можно сомневаться в продолжении под него нижнепротерозойского муйского эвгеосинклиналильного комплекса, тем более что в общем одновозрастный и аналогичный по формационной принадлежности комплекс развит и в Чуйской дуге. Тепторгинская серия, распространенная только вдоль северной окраины синклинория, также погружается под него. В основном же он сложен мощным (до 12 км) комплексом отложений патамской серии, которую еще в 20-х годах В.А. Обручев относил к протерозою. Осадочные породы серии в верхней ее части

слабо метаморфизованы, но вниз по разрезу степень регионального метаморфизма возрастает.

В составе комплекса со времен исследований В.А. Обручева выделяются серии (точнее подсерии патомской серии): балаганакская, кадаликанская и бодайбинская, разделенные на свиты местного значения (см. рис. 28, колонка 6). По всему разрезу преобладают песчано-глинистые отложения, которым в балаганакской подсерии подчинены основные эффузивы, измененные до амфиболитов, в кадаликанской — известняки или мраморы, в бодайбинской же, представляющей собой молассу, — и конгломераты. В разрезе серии имеются прослои меденосных песчаников. Большинство геологов все три серии относят к рифею, но некоторые из них, следуя Г.П. Жадновой [1961], В.К. Головенку, Л.И. Салоу и Н.М. Чумакову [1963], бодайбинскую подсерия относят к нижнему кембрию. Среди окаменелостей хорошей сохранности, встреченных только в кадаликанской подсерии, определена *Osagia tenuilamellata* Reidl., характерная для среднего рифея. Верхний предел возраста серии определяется внедрением в него гранитоидов тельмамского комплекса, для которого имеются К-Аг значения возраста порядка 600 млн. лет и U-Pb — 690 и 1040 млн. лет [Геохронология..., 1968].

В целом серия представляет собой смятые в складки отложения миогеосинклиналиного прогиба, погружавшегося одновременно с восходящим развитием обрамлявших его Муйской и Чуйской геантиклинальных дуг. Принципиальный вопрос, является ли этот прогиб наложенным на нижнепротерозойский складчатый фундамент или унаследованным от эвгеосинклиналиного бассейна, обычно решают в пользу первого предположения. Однако существуют данные, позволяющие признать остаточнo-геосинклиналиную его природу. Прежде всего нужно иметь в виду, что тепторгинская серия неразрывно связана с патомской и составляет ее нижнюю часть или подстраивает разрез снизу. Хотя в Чуйской дуге эта серия отлагалась в условиях геантиклинального режима и лежит резко несогласно на чуйской серии, она уже на крыльях Тонодского антиклинория содержит продукты подводного базальтового вулканизма, характерные и для балаганакской подсерии в самом синклинории. Можно ожидать их большее развитие в осевой зоне последнего. В этом отношении особый интерес представляет "бодайбинский комплекс", описанный А.Н. Неловым в западной части синклинория (среднее течение р. Мамы). Обладая мощностью около 12 км, в своей нижней части (около 4 км) он представлен известково-филлитовой толщей, а в верхней (до 8 км) — эффузивно-осадочной. Среди эффузивов, наиболее распространенных в верхней толще, преобладают спилиты и диабазы, но выше по разрезу появляются и кислые эффузивы, а также конгломераты. А.Н. Нелов относил выделенный им "бодайбинский комплекс" к нижнему протерозою, но позднее был доказан его более молодой возраст, и комплекс стали сопоставлять с кадаликанской серией. Однако в этой суженной и воздымающейся части синклинория столь мощный комплекс может включать и дорифейские образования, переходные от эвгеосинклиналиных к миогеосинклиналиным.

Таким образом, имеются основания предполагать наличие в пределах синклинали среднепротерозойских отложений, которые заполняют допускаявшийся ранее стратиграфический пробел между чуйской эвгеосинклинали и патомской миогеосинклинали сериями. В этом случае рисуется совершенно естественный ход событий: формирование складчато-метаморфических структур в среднем протерозое ограничилось только Муйской и Чуйской геосинклинальными зонами и не распространилось на разделяющее их пространство. В пределах последнего сохранился остаточный седиментационный бассейн, наследовавший от эвгеосинклинали свойственный ей подводный базальтовый вулканизм. Накопление его продуктов со временем подавлялось интенсивным поступлением терригенного материала с развивавшегося, но и разрушавшегося горного обрамления, и Бодайбинский остаточный бассейн постепенно обрел черты типичного миогеосинклинали прогиба. Это был мелководный морской бассейн, подвергавшийся сначала эпизодическому, а потом полному осушению. В этих условиях происходило образование магнетитовых и медистых песчаников; по Л.И. Салопу, возможно и соленакопление. Заполнявшая его вплоть до раннего кембрия осадочная толща, вероятно, постепенно вовлекалась в складкообразование, одновременно и вслед за которым происходило последовательное внедрение [по Л.И. Салопу, 1967]: 1) Довыренского габбро-перидотитового массива в среднем течении р. Мамы (К-Аг возраст 778-580 млн. лет); 2) больших масс гранитов, гнейсо-гранитов и пегматоидных гранитов Мамско-Оронского и Тельмамского массивов (К-Аг возраст 600-182 млн. лет и U-Pb - 1040 и 690 млн. лет); 3) гранитов, сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов витимканского комплекса (К-Аг возраст 247-360 млн. лет); 4) щелочных и нефелиновых сиенитов сынырского комплекса верховьев рек Мамы и Большой Чуи (К-Аг возраст 349-327 млн. лет, U-Pb - 350-311 млн. лет). Тектоно-магматическая активность проявлялась до каменноугольного периода.

#### ПРИЛЕНСКАЯ ЗОНА КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

В расположенной севернее Чуйской дуги Приленской зоне, как и в Бодайбинской синклинали, отлагались осадки патомской серии. Они подстилают вдоль р. Лены карбонатную кембрийскую толщу Сибирской платформы, а вдоль южного края зоны лежат несогласно на акитканской, а местами и на тепторгинской сериях, участвующих в строении структур Чуйского геосинклинали поднятия. В ней прослеживаются в общем те же стратиграфические подразделения, что и в Бодайбинской синклинали (см. рис. 28, колонка 8), характеризующие серию как морскую, существенно песчано-алевролитовую толщу молассового типа. Карбонатные породы в ней играют второстепенную роль, в верхней же ее части значительное участие принимает грубообломочный материал. Последний поступал с продолжавших восходящее развитие структур Олекминской зоны и Чуй-

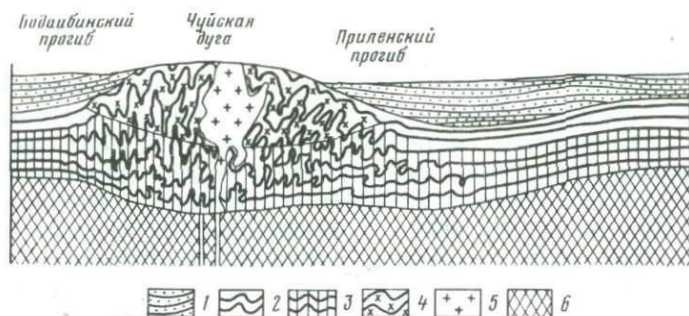


Рис. 31. Предполагаемое строение Чуйской дуги и Приленского прогиба в эпоху накопления осадков патомской серии

1 — патомская серия; 2 — дорифейские океанические и эвгеосинклинальные формации; 3 — то же, подвергшиеся метаморфизму с образованием базальтового слоя коры; 4 — то же, подвергшиеся гранитизации и мигматизации с образованием гранито-гнейсового слоя коры; 5 — граниты; 6 — верхняя мантия. Под Бодайбинским и Приленским прогибами сохраняется субокеаническая кора, в Чуйской дуге формируется континентальная

ской складчатой дуги, но не со стороны Сибирской платформы, где морская седиментация продолжалась вплоть до силура.

На стратиграфических профилях, построенных разными авторами через окраину Патомского прогиба и Олекминскую зону [Арсеньев, Журавлева, 1963; Миرونюк и др., 1971], видно, что в сторону Патомского прогиба мощность рифейских и нижнекембрийских отложений увеличивается от десятков или первых сотен метров до 10–12 км. Вместе с тем исчезают внутренние перерывы, а стратиграфический пробел, отвечающий предрифейскому несогласию, все более сокращается. По-видимому, в осевой части прогиба это несогласие также исчезает, и рифейские отложения в нем продолжают нижне- и среднепротерозойские без перерыва. Можно уверенно утверждать остаточного-геосинклинальную природу не только Бодайбинского синклиналия, но также Патомского и других прогибов Приленской зоны. Становится совершенно ясным, что рифейские и кембрийские отложения, слагающие на окраине Сибирской платформы "платформенный чехол", в Приленской зоне представляют собой 10-километровый миогеосинклинальный комплекс.

В свое время Е.В. Павловский [1959], утверждая здесь переход платформенного чехла в мощный миогеосинклинальный комплекс, Приленскую зону понимал как эпикратонный прогиб, не сомневаясь в том, что под него погружается архейский кристаллический фундамент Сибирской платформы. Примерно так же эту зону понимал и Л.И. Салоп [1964, 1967], квалифицировавший ее как зону наложенных прогибов. Однако, согласно нашим выводам об остаточного-геосинклинальной природе прогибов Приленской зоны и Бодайбинско-

го синклиория, вместе с патомской серией в область платформы распространяются не байкалиды или более древние дорифейские структуры, а подстилающие ее океаническо-эвгеосинклинальные образования, не переработанные процессами ультраметаморфизма. Дорифейские процессы гранитизации и гранитоидного магматизма проявлялись только в Чуйской зоне и располагавшихся южнее районах байкалид, где к рифею сформировались лишь локальные структуры континентальной коры. Подобные процессы в позднем рифее и кембрии проявлялись также в области Бодайбинского синклиория, но не распространялись на Приленскую зону и прилегающую область платформы, существование под которой зрелого гранито-гнейсового фундамента маловероятно. К близким выводам пришли К.А. Клитин и его соавторы [Клитин, 1966; Клитин, Постельников, 1966; Клитин и др., 1970], хотя это не привело их к отказу от традиционного понимания Сибирской платформы.

На рис. 31 представлена схема строения переходной зоны в нашей трактовке, исключающей возможность существования единого дорифейского кристаллического фундамента как под платформой, так и под байкалидами.

#### О ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ САЯНО-АЛДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Саяно-Алданская область в общем отвечает "древнему темени Азии" И.Д. Черского - В.А. Обручева - Э.Зюсса, или Саяно-Байкальскому массиву Б.Борна, или древнему поднятию Южной Сибири А.А. Предтеченского [1960, 1967]. Мы рассмотрели только восточную ее часть, на примере которой пришлось убедиться, что разрезы докембрия различных ее структурных зон не перекрывают друг друга. Это означает, что море, в котором происходила седиментация океанического (протоокеанического) и геосинклинального типов, никогда не покидало пределов области вплоть до конца рифея, хотя размеры его неуклонно сокращались. Это происходило в связи с метакронным процессом зарождения и роста геосинклинальных складчато-метаморфических сооружений. Именно метакронным, благодаря чему единые для всей области структурные этажи формироваться не могли. Последние остаточные геосинклинальные прогибы, сохранявшиеся главным образом в поясе байкалид, исчезли в кембрии, и только тогда вся страна всюду обрела структуру континентальной коры. Путь, пройденный ею от океанического начала и насыщенный событиями, свойственными развивающейся геосинклинальной области, завершился стабилизацией крупного материкового блока, который можно рассматривать как восточную часть Саяно-Алданского мегаблока. Как установлено А.А. Предтеченским [1967], западная его часть развивалась также метакронно, но несколько отставала от Алдано-Становой области.

Из палеогеографических схем, изображенных на рис. 32, видно, что, как это и представлял А.А. Предтеченский, страна действительно претерпела длительную историю формирования и слияния островных дуг. На самом раннем этапе - в раннем архее - условия были

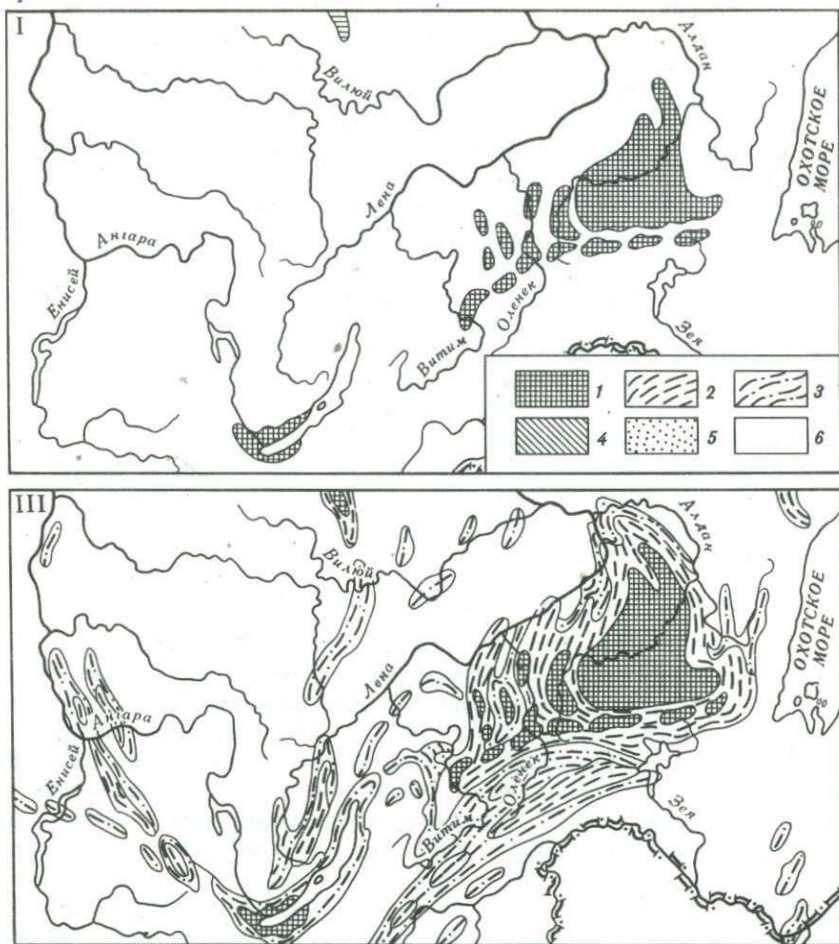
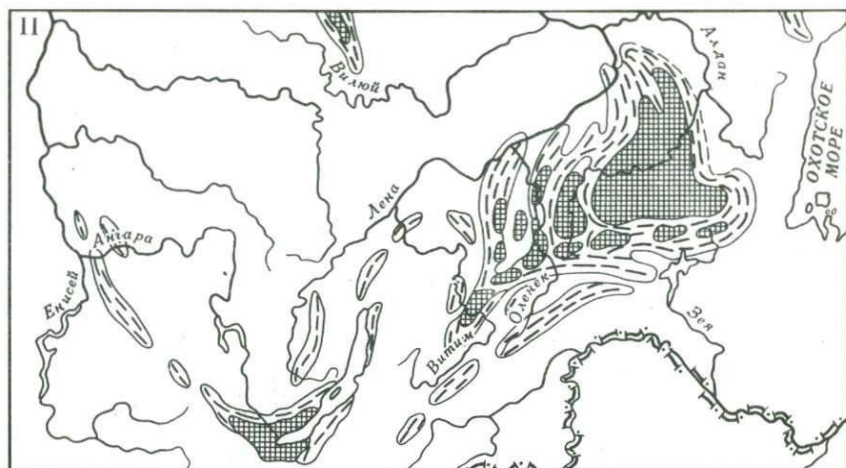


Рис. 32. Саяно-Алданское поднятие в конце раннего – позднем архее (I), в среднем протерозое (II), рифее (III) и в раннем – среднем кембрии (IV)

1–4 – складчато-метаморфические структуры: 1 – раннеархейские, 2 – позднеархейские и раннепротерозойские, 3 – среднепротерозойские, 4 – рифейские.

всюду сходными с океаническими. Это – протоокеанический этап, в течение которого господствовал подводный базальтовый вулканизм, наращивавший океаническую кору; накопление терригенных осадков протекало крайне медленно и не играло существенной роли. На участках повышенной проницаемости верхней мантии подводный вулканизм осуществлялся особенно интенсивно и привел к утолщениям базальтовой коры с образованием зеленокаменных ядер. Но еще до конца раннего архея благодаря локализации в проницаемых зонах потока глубинных флюидов и тепла, обусловившего процессы метаморфизма,



герозойские, 4 – рифейские и раннекембрийские; 5 – чехол на складчатом фундаменте; 6 – области, лишенные гранито-гнейсового слоя коры или эмбрионального его состояния

гранитизации, мигматизации, пластической деформации гранитизированных масс, на почве зеленокаменных ядер стали формироваться гранито-гнейсовые купола. Образовались древнейшие структуры Алданского (и Анабарского) щита, ставшие гранито-гнейсовыми ядрами роста континентальной коры (см. рис. 32,1). Аналогичные ядра возникали в Становом поясе и поясе байкалид. Однако процесс формирования таких структур, ныне срезанных эрозией до ультраметаморфических корней, стал наиболее интенсивно протекать только в позднем архее и раннем протерозое. К концу этого времени

появилась гряда островов, протянувшаяся от Алдана до Канского кристаллического блока почти на 4000 км (см. рис. 32, II). Формировались геоантиклинальные складчатые поднятия, что определяло возникновение и все большее расширение зоны проявления тектонических движений и магматизма в условиях геоантиклинального режима. Вдоль островной дуги существовала цепь вулканов, извергавших материал преимущественно андезитового и более кислого состава. Свидетельствующая об этом андезитовая формация уцелела от эрозии в немногих местах, но ее среднепротерозойские фрагменты хорошо выражены, например, в юго-восточной части Алданского щита и на Джугджуре, а рифейские и раннекембрийские – во многих участках Станового пояса, Патомо-Витимского нагорья и Восточного Саяна.

Вместе с тем продолжалось расширение площадей проявления геоантиклинального режима седиментации осадков, толщи которых часто трактуют как платформенный чехол. Пределы ортогеосинклинальных бассейнов, унаследовавших главные черты океанических обстановок и их признаки (подводный базальтовый вулканизм, эвгеосинклинальные спилито-диабазовая, спилито-кремнистая формации, пелагические осадки и др.), постепенно сокращались. В конце раннего или в среднем протерозое вся страна представляла собой архипелаг больших и малых островов, вполне соответствующий по размерам и характеру протекающих процессов, например, современному Индонезийскому архипелагу (см. рис. 32, III). К этому времени рассматриваемая область в основном стала вполне сформировавшейся и уже сильно разрушавшейся складчатой горной страной, к концу же кембрия исчезли последние остаточные морские бассейны (см. рис. 32, IV). А поэтому оказывается очень сложным вопрос: называть ли последний этап развития области платформенным и где искать его начало? Важно, что мы не нашли бесспорных признаков прежнего типичного общего платформенного или протоплатформенного состояния страны, но не менее важно и то, что за всю прослеженную протерозойскую историю она никогда не испытывала возврата к океаническому состоянию, а за последующую (послерифейскую) – к геосинклинальному. Поступательный ход процессов преобразования океанической коры в континентальную, несмотря на все его усложнения и смены знака тектонических движений в различных зонах, выступает совершенно отчетливо. Этап развития островных дуг здесь был выражением того состояния, которое отвечает понятию о геосинклинальной области. Ничего похожего мы не видим в областях, лежащих севернее, особенности строения которых со времен обобщений Л. Делонэ и А. А. Борисяка привели к классическому представлению о Сибирской платформе. Но здесь, как и в Саяно-Алданской стране, нет и того, что служило бы признаками заложения и развития геосинклиналей на зрелой континентальной коре.

Не так еще давно подтверждение такой возможности видели в существовании структур типа авлакогенов. Полагали, что образование авлакогенов как раз и являлось началом зарождения на континентальной основе геосинклиналей; развитие их якобы перерастало в

процесс образования геосинклинальных систем и сопровождалось уничтожением "гранитного" слоя коры, созданного на предшествующем этапе геологических процессов. М.В. Муратов [1972 и др.], А.М. Лейтес и В.С. Федоровский [1972, 1977], С.П. Кориковский и В.С. Федоровский [1971], А.М. Лейтес, М.В. Муратов и В.С. Федоровский [1970], В.С. Федоровский и А.М. Лейтес [1968] пытаются обосновать роль таких палеоавлакогенов, или "геосинклинальных трогов", преобразованием гранито-гнейсового фундамента Алданского щита и Станового пояса. Но, как было показано выше, эта роль, скорее всего, незначительна, и предполагаемое возникновение здесь троговых структур к возрождению геосинклинальных систем не привело. И действительно, на фоне общего хода формирования континентальных структур Саяно-Алданской горной страны масштабы прогибов, квалифицируемых как наложенные "геосинклинальные трог", ничтожны, и возникновение их не внесло существенных осложнений в исторический ход ее развития. Эти прогибы являются не новообразованными, а остаточными, превратившимися в грабен-синклинали.

Концепция геосинклинального механизма необратимого преобразования океанической коры в континентальную получает сейчас все большее признание, и геологическая история Саяно-Алданской страны является ее подтверждением.

В целях объяснения сокращения пределов Байкальской докембрийской геосинклинальной области при формировании байкалид В.Г. Кушевым [1977] была сделана интересная попытка палеотектонических реконструкций с позиций тектоники плит. По существу она не отвергает принятой нами концепции, а рассматривает с этих позиций динамические аспекты истории байкалид в позднем протерозое — кембрии. По мнению В.Г. Кушева, к концу раннего протерозоя область байкалид сложилась как зона сочленения континент — островная дуга — желоб — океаническая плита; в этой зоне развивались процессы субдукции, растяжения и т.д. Вероятно, в какой-то мере выводы В.Г. Кушева (кстати, достаточно умеренные в части масштабов горизонтальных перемещений литосферных плит) правомерны. Но если он под Северо-Азиатским континентом понимает Сибирскую платформу, то его палеотектонические построения, с нашей точки зрения, малообоснованны потому, что Сибирская платформа, скорее всего, не обладала повсеместно (как не обладает и теперь) гранито-гнейсовым фундаментом, т.е. не являлась континентальной плитой.

#### О ПОСЛЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ САЯНО-АЛДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

О вероятных послерифейских событиях, происходивших в районах, расположенных западнее Станового пояса и Алданского щита, мы располагаем некоторыми конкретными свидетельствами геологических процессов. Прежде всего нужно упомянуть нижнепалеозойские морские отложения Кодаро-Удоканского прогиба, вероятно продолжавшего служить зоной синорогенного погружения и эпизодической

морской седиментации вплоть до ордовика. Западнее подобные процессы этого же времени совершались в настолько значительных масштабах, что это позволяет распространять кульминацию орогенного этапа развития рассматриваемой части байкалид не только на рифей, но и на ранний палеозой.

Принадлежность к молассовой группе формаций отложений патомской и бодайбинской серий безусловно свидетельствует о формировании Муьской и Чуйской складчатых дуг как горных поднятий главным образом в течение рифея. Но если предположение о кембрийском возрасте верхов этих серий имеет под собой реальную почву (см. выше), то уже только это должно указывать на возможность формирования этих складчатых дуг вплоть до кембрия. Для Муьской дуги имеются даже прямые свидетельства, указывающие на продолжавшуюся ее тектоническую активность. Это выделяемая почти в центральной ее части 5–6-километровая венд-кембрийская моласса мамаканской и янгудской серий. Последние сами интенсивно смяты в складки и прорваны известково-щелочными, а затем субщелочными и щелочными гранитами витимканского интрузивного комплекса [Салоп, 1964, 1967]. Следовательно, напряженное складкообразование в Муьской дуге продолжалось по меньшей мере до среднего кембрия; до этого же времени могло происходить образование молассы в прилегающей Бодайбинской впадине.

Южнее, в пределах Верхневитимской зоны байкалид, накопление морских карбонатных осадков также происходило до раннего, вероятно, даже до среднего кембрия, но местами, главным образом вдоль южной окраины Муьской дуги и вблизи местных поднятий, в глубоко погружавшихся прогибах отлагалась моласса. Имеется в виду 5-километровая венд-нижнекембрийская вулканогенная моласса олдындинской свиты и 2-километровая среднекембрийская терригенная моласса химгельдинской свиты. Верхнекембрийские и ордовикские образования иташкинской и богдаринской свит, сохранившиеся в одноименных прогибах Еравнинской зоны [Алтухов, Смирнов, 1971; и др.], обладают также молассоидным характером, но отлагались преимущественно в лагунно-континентальных условиях.

Более поздние палеозойские отложения не установлены, но, как считает Л.И. Салоп, уже в ордовике горы были сильно разрушены и суша стала низкой и слаборасчлененной. Позднее наступил этап оживления тектонических движений, о котором можно судить только по косвенным данным. К ним относятся К-Аг датировки, указывающие на преимущественное распространение палеозойских отложений в интервале 350–270 млн. лет, которое Л.И. Салоп связывает со значительным размытием поднятий Северо-Байкальского (Патомо-Витимского) нагорья, происходившим в девоне и карбоне. По его мнению, одновременно имели место и слабое складкообразование, и интенсивные движения по разломам, сопровождавшиеся внедрением пород сыннырского интрузивного комплекса. Выше говорилось о значительном распространении гранитоидов баргузинского комплекса в Верхневитимской зоне байкалид и о широком развитии палеозойских гранитоидов в Центральном Забайкалье на продолжении Станового пояса.

Для суждения о мезозойской и кайнозойской истории Саяно-Алданской страны имеются более определенные многочисленные данные. На Алданском щите это образование наложенных прогибов Южно-Якутского угленосного бассейна, сопровождавшееся наземным вулканизмом и гипабиссальной интрузивной деятельностью. Эти процессы совершались в течение почти всего мезозоя и, вероятно, продолжались в палеогене. Прогибание южноякутских впадин, а затем складкообразование, захватившее заполнявшую их толщу мезозойских отложений, сопровождало поднятие прилегающей части Станового пояса. В пределах последнего в это время внедрялись огромные тела гранитоидов, вдоль же почти всего главного ствола пояса на протяжении около 1000 км протянулась зона наземной вулканической деятельности, образовавшей андезито-липаритовый ряд формаций. Об активном поднятии Станового пояса свидетельствует также огромная мощность мезозойских осадков молассового типа, отлагавшихся в прилегающей зоне Монголо-Охотского вулканогенного пояса.

В Патомо-Витимском нагорье, главным образом в южной его части, по данным Л.И. Салопы, еще в триасе возникали широкие прогибы, заполнявшиеся континентальными отложениями и вулканическими продуктами андезито-базальтовой (мелафировой) и порфирово-ортофировой формаций; внедрялись также небольшие тела гипабиссальных интрузий, в том числе рудоносных аляскитовых гранитов.

Юрский период был временем энергичных колебательных и разрывных движений, происходивших на фоне общего неравномерного поднятия, охватившего главным образом северную часть области, где образовалась горная страна. С нее в Вилюйский и Лено-Ангарский прогибы мощными речными потоками транспортировался грубообломочный материал нижнеюрской толщи. В средней юре, по Л.И. Салопу, проявились новые поднятия и возникло огромное сводовое поднятие на юге Восточной Сибири с сопровождающими его окраины впадинами компенсационного типа. В них накапливались грубообломочные отложения, иногда угленосные; наметилась основа существующей сети речных долин. Движения структур сопровождались трещинными излияниями основных, кислых и субщелочных лав андезитовой и трахилипаритовой формаций. В конце юры в связи с ослаблением тектонических движений и денудации контрастность морфоструктур несколько сгладилась, но прогибы продолжали заполняться осадками; продолжалась и вулканическая деятельность, проявлявшаяся в излиянии лав преимущественно андезитового и базальтового состава.

В раннемеловую эпоху оживление тектонических движений выразилось в образовании сбросов и крутых надвигов, сопровождавших дальнейшее развитие тех же впадин, которые заполнялись угленосными отложениями; вдоль зон разломов проявлялся вулканизм и внедрялись сиенитовые интрузии и небольшие субвулканические тела кислого состава. С конца раннего мела и в позднем мелу были созданы особенно контрастные формы рельефа. У подножия тектонических уступов возникали мощные шлейфы грубообломочных пролювиальных отложений. Тектоническим движениям местами сопутствовало

внедрение небольших интрузий щелочно-базальтовой и сиенитовой магм.

В палеогене, по Л.И. Салопу, тектоническая обстановка была спокойной и Патома-Витимская горная страна превращалась в невысокую слегка всхолмленную равнину. Но в неогене вновь образовалось Байкальское сводовое поднятие, являющееся результатом последнего этапа активизации, "самого грандиозного по своим масштабам и последствиям" [Салоп, 1967, с. 611]. Имеется в виду возникновение впадины оз. Байкал и других, менее значительных впадин подобного типа.

Л.И. Салопом, в схему которого позднее были внесены непринципальные коррективы, геологическая история рассматриваемой страны развернута более подробно, но в ней отчетливо выступает стремление видеть общие и синхронные для всей страны этапы (фазы) тектонических движений и магматизма. Мы не склонны переоценивать возможности применения методов возрастной корреляции геологических явлений, особенно в регионе, сохранившем так мало и столь слабо изученные геологические документы.

## ТУНГУССКАЯ И ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗЫ

### ПРОБЛЕМА ФУНДАМЕНТА

Согласно точке зрения, выдвинутой еще в 1918 г. А.Г. Ржонсницким и развитой позднее Н.С. Шатским [1932] и А.Д. Архангельским [1941, 1947; Архангельский, Шатский, 1933; Архангельский и др., 1937], Сибирская платформа состоит из двух гранито-гнейсовых глыб - Северо-Сибирской (Анабарской) и Алданской - и более молодых складчатых структур, которые их соединяют и опоясывают. А.Г. Ржонсницкий даже предполагал, что Вилюйская синеклиза "является остаточной краевой частью обширного геосинклинала, простиравшегося от Южного Прибайкалья" [цит. по А.Д. Архангельскому, 1947, с. 127]. А.Д. Архангельский придерживался близкой точки зрения еще в 1947 г., склоняясь, как и А.А. Борисяк, к тому, что каледонская складчатость все же сильно затронула "Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле", простирающееся до западной окраины Вилюйской синеклизы. Н.С. Шатский высказывал иное мнение, считая, что протерозойская геосинклиналь, существующая между Анабарским и Алданским щитами, была охвачена байкальской складчатостью еще до конца протерозоя, результатом чего явилось соединение двух щитов, причем кембрийские отложения как в Ленско-Енисейском поле, так и в Вилюйской синеклизе лежат на складчатом протерозое, под который архейский фундамент не распространялся.

Сейчас эти представления, разделявшиеся еще недавно многими геологами [Леонтьев, 1963; Булина, Спизарский, 1965; Клитин, 1966; и др.], почти забыты и наибольшей популярностью пользуются гипотеза существования древнеархейского фундамента под всей

Сибирской платформой. При этом допускается, что происшедшая при наложении вторичной позднеархейско-раннепротерозойской геосинклинали переработка древнеархейской основы все же не нарушила существующего и ныне структурного единства Анабарского и Алданского щитов [Атласов, 1960; Косыгин, 1962; Атласов и др., 1964; Тектоническое..., 1964; Геологическое..., 1965; Фотиади и др., 1978].

Первоначально основанием для такого суждения служило господство северо-западных простираний архейских структур обоих щитов. Позже подтверждение присутствия их под Вилюйской синеклизой видели в результатах глубокого бурения, распределении геофизических аномалий и составе ксенолитов в кимберлитовых трубках. Наиболее обстоятельно эти данные были учтены и разработаны в работах Г.В. Бархатова [1960], С.М. Замараева [1961], особенно Б.Г. Лутца, К.Б. Мокшанцева и А.А. Николаевского [1962]. Выводы этих авторов кажутся достаточно убедительными, особенно благодаря усматриваемой тесной связи между петрографическим составом архейских пород и их магнитными свойствами. Это позволило по распределению магнитных аномалий разного знака и различной интенсивности проследить различные по возрасту и составу архейские толщи и сложенные ими погребенные структуры от обнаженной части Анабарского щита в область его подземного склона и далее. Результатом явилась схема строения дорифейского фундамента, выражающая единство структуры Анабарского и Алданского щитов и распространения ее в виде самостоятельного древнейшего структурного этажа под Вилюйскую синеклизу. Как пишут сами авторы, "представляется вероятным развитие в верхней части фундамента Вилюйской синеклизы верхнеархейских - нижнепротерозойских складчатых сооружений, перекрывающих древнеархейские сооружения кристаллического фундамента вкрест их простирания" [Лутц и др., 1962, с. 164].

Нетрудно видеть, что мы сталкиваемся с той же проблемой, что и при рассмотрении Среднеоленинской синеклизы и Суханской впадины, но приобретающей здесь еще более принципиальное значение, так как она становится равносильной проблеме природы Сибирской платформы в целом.

Сравнивая размещение полосовых магнитных аномалий с положением обнажающихся и вскрытых бурением структур Анабарского щита, мы уже убедились, что аномалии отражают присутствие этих структур в районах их сравнительно неглубокого погружения. Судя по совпадению этих аномалий с выходами базитовых пород древнейшей далдынской серии анабарского архея, расходящиеся пучки аномалий соответствуют двум ветвям антиклинорных структур Анабарского щита, о которых говорилось выше. Положение их уточнено Л.В. Булиной и Т.Н. Спижарским [1965], а также А.А. Николаевским [1968]. Но эти авторы не обнаружили значительных полосовых аномалий, распространяющихся от Анабарского щита в Вилюйскую синеклизу, огибаемую обеими ветвями с восточной и западной сторон (рис. 33).

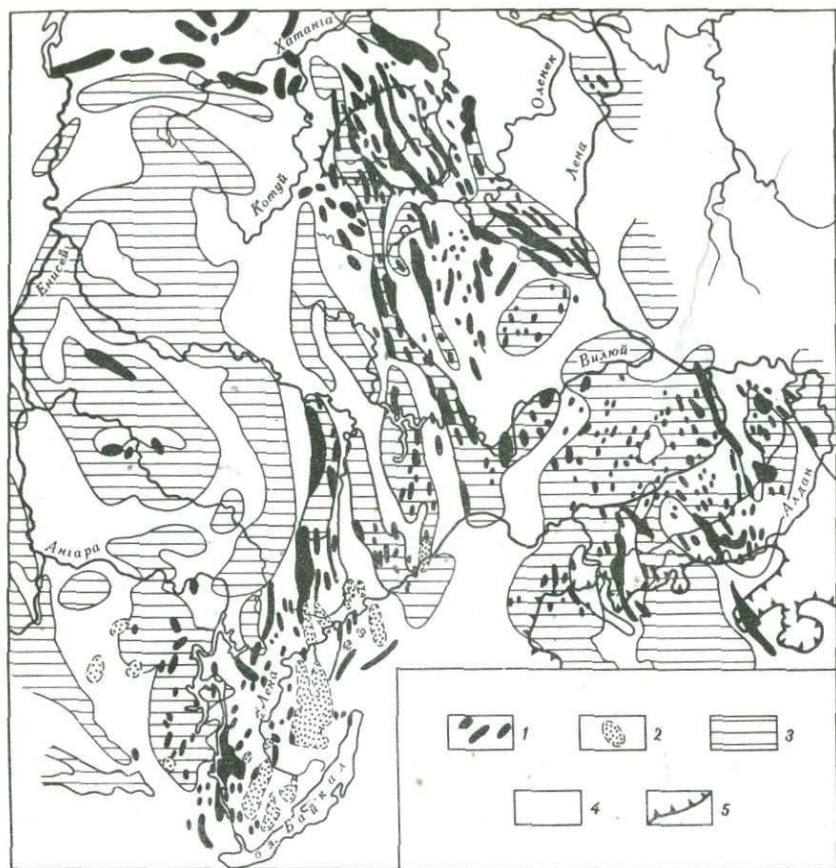


Рис. 33. Схема распространения намагнитченных пород Сибирской платформы по Л.В. Булиной и Т.Н. Спизарскому [1965] с упрощениями

1, 2 - контуры намагнитченных тел: 1 - в плане, 2 - в фундаменте; 3, 4 - региональные зоны: 3 - положительных аномалий, 4 - пониженного магнитного поля; 5 - границы выходов фундамента Анабарского и Алданского щитов

Правда, первые два автора все же предположили вклинивание алданского архея под Вилюйской синеклизой между ветвями Анабарской структуры (рис. 34). Однако сомнительно, что эти антиклинорные ветви разделяются погребенным массивом, сложенным столь же древней (как далдынская) иенгрской серией алданского архея. Да и бесструктурное магнитное поле само по себе не может свидетельствовать о таком предположении.

По А.А. Николаевскому [1968], аномалии Алданского щита имеют главным образом изометрические очертания и поэтому, не отражая каких-либо линейных структур (кроме некоторых разломов),

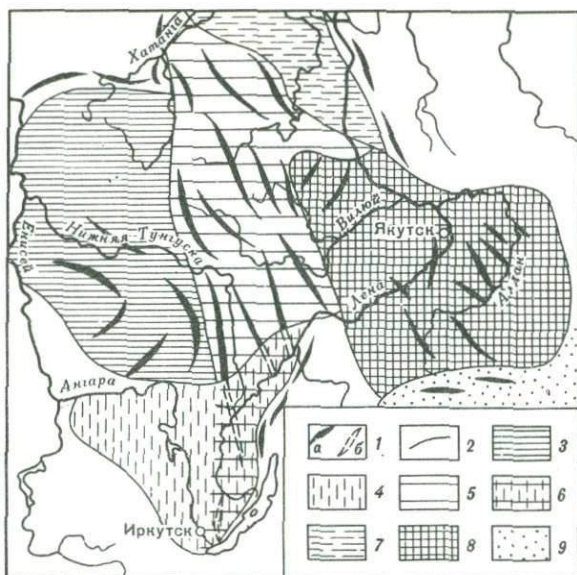


Рис. 34. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы по Л.В. Булиной и Т.Н. Спизарскому [1965] с упрощениями

1 - направление простираний структур: а - фундамента, б - в глубине фундамента; 2 - границы разновозрастных складчатых областей; 3-9 - блоки: 3 - Тунгусский, 4 - Ангарский, 5 - Анабарский, 6 - то же, перекрытый более поздними образованиями фундамента, 7 - Оленекский, 8 - Алданский, 9 - Становика

не могут свидетельствовать о простирании мощных кристаллических толщ алданского архея. В этой части схема К.А. Клитина [1966] столь же оправданна, как и схема А.А. Николаевского, хотя, с нашей точки зрения, в ней неприемлема трактовка Вилюйской и Тунгусской синеклиз.

В то же время существуют данные, свидетельствующие скорее о позднеархейско-раннепротерозойском, чем о древнеархейском возрасте метаморфических пород, погружающихся под южную окраину синеклизы со стороны Алдано-Становой области. Впрочем, Г.В. Бархатов [1960], специально изучавший этот вопрос по данным бурения, полагал, что полученный керновый материал недостаточен для уверенной параллелизации вскрытых скважинами пород с какой-либо архейской серией Алданского щита. Считалось, что под синеклизу погружаются только серии алданского комплекса, и, вероятно, поэтому эти породы Г.В. Бархатов не сравнивал с гнейсами и кристаллическими сланцами ранних протерозоид Олекминской зоны. Сомнения в присутствии древнего архея в районах бурения, проводившегося вдоль р. Лены, высказывали многие геологи, в том числе

Р.А. Биджиев, Г.Ф. Лунгерсгаузен, Г.К. Земсков, В.В. Колпаков, М.Ф. Ревердатто. Почти все метаморфические породы, вскрытые скважинами, ими были приняты скорее за протерозойские (или верхнеархейские), чем за нижнеархейские. Это заключение увязывается с расположением районов бурения в зонах погружения Чарской и Олекминской зон Станового пояса, а также с тем, что в Сунтарском погребенном поднятии бурением вскрыты метаморфические породы, ранне- или среднерифейский возраст которых определен К-Аг методом. Имеются в виду биотит-амфиболовые гнейсы, вскрытые Сунтарской скважиной на глубине 368 м непосредственно под юрскими отложениями; возраст гнейсов здесь оказался равным 1260–1280 млн. лет. По мнению Л.Н. Леонтьева [1963, с. 67], "при любом истолковании возраста (например, омоложенного рифейскими интрузиями и т.п.) несомненно наличие под впадиной не архейского основания, а протерозойского (протерозойско-байкальского) подвижного пояса...".

Гнейсы здесь приурочены к своду Сунтарской подземной структуры, крылья которой должны быть сложены более молодыми и менее метаморфизованными толщами, выполняющими смежные с Сунтарским поднятием Быгатанский и Кемпендяйский синклиналильные прогибы. Судя по геологическим данным, эти прогибы выполнены девонскими и каменноугольными отложениями, подстилаемыми более древними осадочными образованиями, мощность которых, по геофизическим данным, достигает 13 км и более. Эта оценка мощности увязывается с погружением под Вилюйскую синеклизу со стороны Приленских прогибов и Ленско-Вилюйской складчатой зоны комплекса не разделенных существенными перерывами рифейских, кембрийских, ордовикских и силурийских отложений. Как показано в одном из предыдущих разделов монографий, этот же комплекс, скорее всего без существенного перерыва, продолжает разрез дорифейских океаническо-эвгеосинклиналильных формаций. В центральных участках Вилюйской синеклизы разрез девона и карбона наращивается верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями [Ленско-Вилюйская..., 1969; Фрадкин, 1967; и др.]. Все это позволяет полагать, что в пределах огромной Вилюйской синеклизы нет сколько-нибудь выдержанных структурных этажей, но могли существовать разделенные поднятиями типа Сунтарской структуры зоны непрерываемой седиментации, протекающей с протерозоя и даже архея.

Имеющиеся данные глубинного сейсмического зондирования интерпретируются для Вилюйской синеклизы по-разному. В частности, суммарная мощность коры оценивается от 30 [Беляевский, 1974 и др.] до 38–40 км [Бабаян и др., 1978]. Различная оценка, по-видимому, вызвана тем, что четкий раздел Мохововичича не установлен, в переходной же между корой и верхней мантией зоне мощностью 6–8 км средние пластовые скорости 7,3–7,8 км/с. Нижняя часть коры мощностью 15–30 км, с пластовыми скоростями 6,7–6,9 км/с интерпретируется как "базальтовый" слой, а толща мощностью 9–25 км, с пластовыми скоростями до 6–6,4 км/с – как "гранитный" слой, хотя "гранитные" скорости могут относиться не к сплошному гранито-гнейсовому фундаменту, а к новообразованным

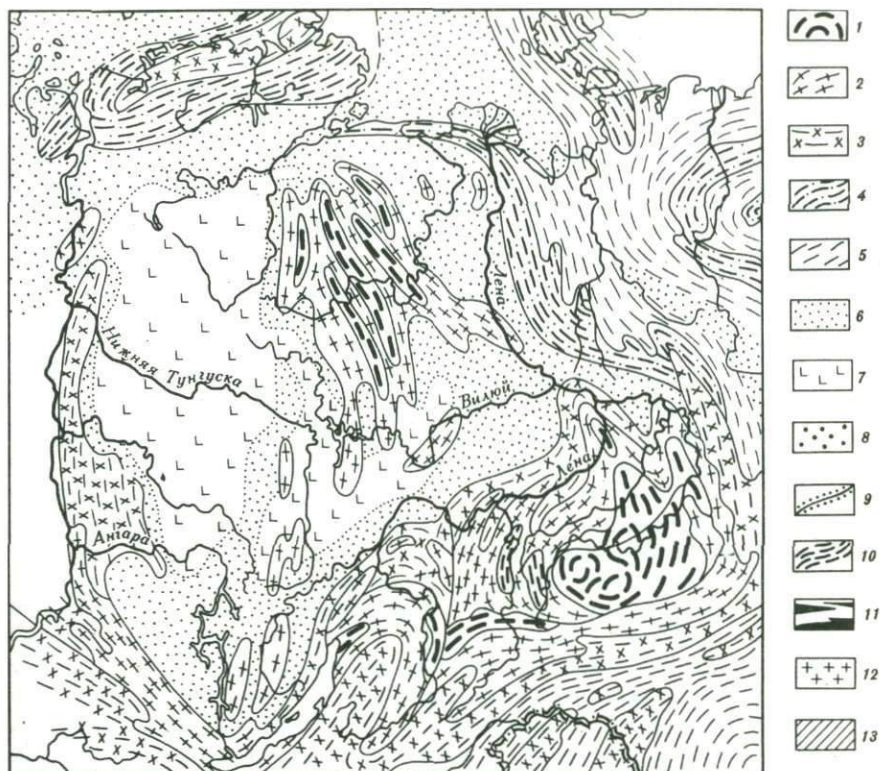


Рис. 35. Строение Сибирской платформы и разрез через Тунгусскую синеклизу

1–5 – структуры континентальной коры, образованные: 1 – в раннем архее, 2 – позднем архее – раннем протерозое, 3 – среднем протерозое – раннем палеозое, 4 – среднем палеозое – раннем мезозое, 5 – позднем палеозое – раннем мезозое; 6 – районы незавершенного образования континентальной коры (вероятные реликты субокеанической коры); 7 – то же, с интенсивным проявлением траппового магматизма; 8–10 – отложения: 8 – верхнего палеозоя и триаса, 9 – нижнего и среднего палеозоя, 10 – рифея; 11 – траппы, базальты, а также метабазиты “базальтового” слоя коры, размещенные среди парапород докембрия; 12 – гранитизированные породы и граниты; 13 – верхняя мантия

складчато-метаморфическим структурам типа Сунтарской или к сильно уплотненным и метаморфизованным осадочно-вулканогенным толщам, слагающим расположенные между ними прогибы. В Кемпендяйском прогибе мощность рифейских и палеозойских отложений превышает 13 км, тогда как при средней мощности "базальтового" слоя около 20 км и переходного (к верхней мантии) слоя до 8 км, на "гранитный" слой не остается места. Следовательно, последний здесь или уничтожен какими-то процессами, или же, что вероятнее всего, присутствует в пределах синеклизы только в виде локальных структур. Автор и А.А. Предтеченский [1964] допускали его отсутствие под отдельными участками Вилюйской синеклизы и не связывали это с гипотезой базификации коры. В пределах синеклизы отдельные покровы эффузивов основного состава обнаружены в триасовых и пермских отложениях. Количество вулканитов в составе девонской толщи сильно увеличивается, и можно ожидать дальнейшего увеличения их роли с глубиной, где в условиях больших давлений они должны проявлять себя как геофизический "базальтовый" слой коры. Этим может объясняться сравнительно высокое значение силы тяжести в районе синеклизы, которая может представлять собой зону незавершенного геосинклинального развития.

Ранее аналогичный вывод был сделан для Тунгусской синеклизы. Не останавливаясь на его обосновании, содержащемся в опубликованных работах [Васильковский, 1964; Васильковский, Предтеченский, 1964], отметим только, что сейчас он находит подтверждение в существовании в Прибайкалье зоны непрерывной седиментации, протекавшей с раннего архея до раннего палеозоя [Чесноков, 1978], а также в геофизических данных. Кора под Тунгусской синеклизой оказалась намного тоньше, чем это допускалось раньше: в центральной ее части не более 30 км [Беляевский, 1974]. На возможное отсутствие "гранитного" слоя даже под Ботуобинской седловиной, разделяющей Тунгусскую и Вилюйскую синеклизы, указывает исключительно базитовый и ультрабазитовый состав ксенолитов в кимберлитах.

На рис. 35 дана наша трактовка строения Сибирской платформы, в значительной мере основанная на данных Карты аномального магнитного поля ... [1974].

#### ДРЕВНЕЕ ЯКУТСКОЕ МОРЕ

Так можно назвать бассейн, существовавший в течение рифея и раннего палеозоя в пределах почти всей Сибирской платформы [Наливкин, 1962]. Отложившийся в нем комплекс осадочных пород подробно описан во многих опубликованных работах. Подчеркнем лишь главные его особенности, сосредоточив внимание на вопросе происхождения Якутского моря.

В составе образовавшегося в нем осадочного комплекса преобладают мелководные карбонатные, в меньшей мере терригенные породы; характерны также пестроцветные фации с доломитами, ангидритами и каменной солью. По остаткам морских организмов выде-

лены отложения почти всех основных подразделений рифея, кембрия, ордовика, силура, и, хотя рифейские отложения выступают главным образом в области шитов, имеются достаточные основания предполагать их распространение под кембро-силуром и в пределах синеклиз. Обнаруженные перерывы локальны, и весь комплекс является результатом седиментации в постоянно существовавшем морском водоеме. Последний рассматривают обычно как эпиконтинентальный бассейн, а его осадки — как отложения платформенного чехла, испытывавшего главным образом вертикальные дифференцированные движения. В области шитов преобладали поднятия, поэтому осадочный комплекс там имеет меньшую мощность (первые сотни метров) и разделен перерывами; слои залегают субгоризонтально, отражая очень пологий свод (антеклизу). В области же синеклиз, испытывавших опускание, разрез выполняющих их кембро-силурийских отложений отличается полной и очень большой (до 4–5 км) мощностью, а сами отложения подверглись пологим складчатым деформациям типа валов и мульд. Вероятно, то же происходит и с подстилающей кембрий рифейской толщей.

Линейная складчатость проявилась только в выделявшемся А.Д. Архангельским Енисейско-Ленском кембро-силурийском поле, сопровождавшем пояс Байкалид. А.Д. Архангельский считал, что оно "...составляет с Байкало-Патомской складчатой областью единое тектоническое целое" [1947, с. 124], и отнес его к поясу древнепалеозойской складчатости. Ленско-Вилуйская ветвь кембро-силурийского поля, характеризующаяся вполне отчетливой линейно-складчатой структурой, распространяется из пределов Иркутского амфитеатра на северо-восток и погружается под Вилуйскую синеклизу. В отличие от Байкало-Патомской области складчатость здесь не сопровождалась региональным метаморфизмом и магматизмом орогенного типа, и ее, вопреки мнению А.Д. Архангельского, считают эпиплатформенной, возможно связанной с пластическими деформациями нижнекембрийской соляной толщи. Подтверждение эпиплатформенной природы складчатости Енисейско-Ленского кембро-силурийского поля видят в выявленном бурением (в пределах Иркутского амфитеатра) залегании отложений венда и рифея (мотская свита и подстилающая ее толща) на метаморфических породах и плагиогранитах, принимаемых за кристаллический фундамент платформы, хотя, скорее всего, они слагают локальные складчато-метаморфические структуры, отмеченные полосами положительных магнитных аномалий.

Возникновение "эпиконтинентального" Якутского (Сибирского) моря обычно относят к началу рифея. Однако вне шитов, их погруженных склонов и локальных глубинных складчато-метаморфических структур (Сунтарская, Мархинский вал, структуры окраин Иркутского амфитеатра) подошва рифея не установлена, и наличие дорифейского кристаллического фундамента можно только предполагать. Выше, как и в наших прежних работах [Васильковский, 1964; Васильковский, Предтеченский, 1964], приводились аргументы, позволяющие полагать, что фундамент далеко не повсеместен. Под обширными пространствами синеклиз может существовать непереработанная суб-

океаническая кора, где седиментация происходила в условиях субокеанического или геосинклинального режима. Именно к подобным зонам можно отнести предложенное М.К. Коровиным [1954] понятие "недозревшая геосинклиналь". Соответствующие им отложения большой мощности, не подвергшиеся интенсивной складчатости, внешне сходные с платформенными, мы будем называть квазиплатформенными. Среди них отмечены толщи флишевого типа, прослой кремнистых пород и основных эффузивов, силы траппов.

Обращают на себя внимание целые толщи каменной соли, ангидрита и гипса, размещенные на разных стратиграфических уровнях кембро-силурийского комплекса. Наиболее распространены они в нижекембрийской части разреза. Подробное литолого-фациальное изучение позволило Н.А. Архангельской, В.Н. Григорьеву, К.К. Зеленову [1960] установить, что в приалданской и прианабарской зонах раннекембрийский бассейн обладал почти нормальной соленостью, тогда как в районах Приленской и Березовской впадин в "солеродных бассейнах" начиная с журинского времени и до конца раннего кембрия отлагались хемогенные доломиты, ангидриты и каменная соль. Эти породы местами переслоены осадками бассейна нормальной солености, в частности органоменными известняками. Приленская и Березовская впадины разделены Пеледуйским и Уринским поднятиями, в которых существенно карбонатная кембрийская толща почти лишена хемогенных пород и образует складки северо-восточного простирания. Эти складки погружаются под Вилуйскую синеклизу, где на их продолжении находится складчато-метаморфическая структура Сунтарского поднятия. Березовский прогиб продолжается в пределах Вилуйской синеклизы в виде Кемпендяйского прогиба, под которым дорифейский кристаллический фундамент, вероятно, отсутствует, а кора близка к субокеаническому типу. Г.С. Фрадкин [1967] обосновывает и в ней наличие соленосной кембрийской толщи, кроме которой соленосными же являются отложения девона, а возможно, и силура.

Таким образом, отложение химических осадков в раннем кембрии происходило в так называемых солеродных бассейнах — Приленском, продолжающемся в Иркутском амфитеатре, и Березовско-Кемпендяйском. Оба бассейна приурочены к Ангаро-Ленскому краевому прогибу, сопровождающему Байкало-Патомский складчато-метаморфический пояс. Зона максимального осолонения кембрийского бассейна хотя и располагалась близ находившейся южнее островной суши, но всюду отделена от нее зоной отложений переходной и нормальной солености. В северном направлении также происходит замещение солености толщи осадками бассейна нормальной солености. Получается необычная картина расположения зоны соленакопления в открытой части нормального крупного морского водоема (рис. 36), причем какие-либо конкретные данные, свидетельствующие о существовании барьеров, обособлявших лагуны, отсутствуют.

Впрочем, Н.А. Архангельская, В.Н. Григорьев и К.К. Зеленов [1960, с. 183] считают, что "отложение солей не требовало каких-либо специфических условий в виде отгораживания участка мор-

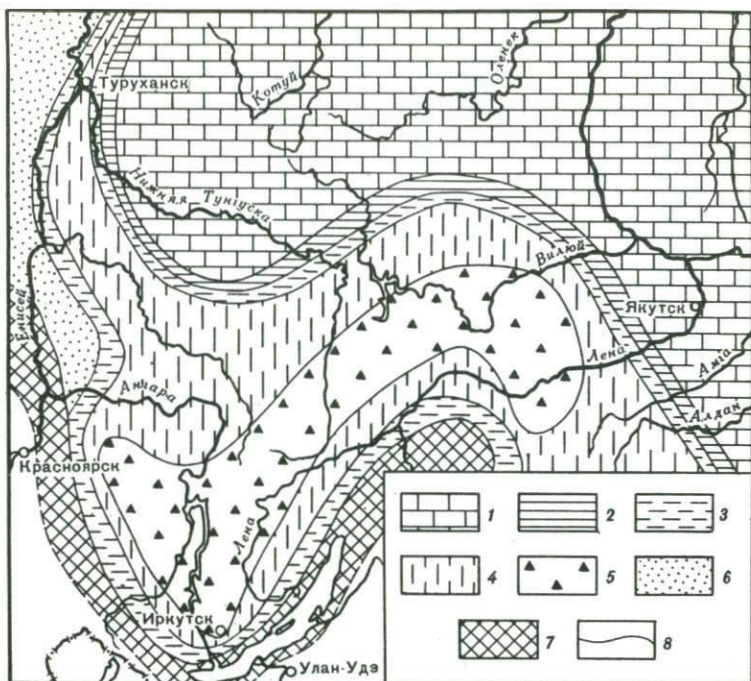


Рис. 36. Распределение фаций на Сибирской платформе в раннем кембрии (конец журиинского времени) по Н.А. Архангельской и др. [1960]

1-6 - фации: 1 - нормальной солености, 2 - с соленостью, близкой к нормальной, 3 - переходной к повышенной, 4 - повышенной, 5 - солеродного бассейна, 6 - терригенные; 7 - области сноса; 8 - границы фациальных зон

ского бассейна, так как в солеродные зоны поступали из соседних фациальных зон воды, находящиеся на высокой степени осолонения". Но при этом остается неясной причина осолонения этих соседних фациальных зон, в данном случае отвечающих участкам бассейна с нормальной соленостью (см. рис. 36).

Палеогеографическая обстановка Северной Азии в раннем кембрии соответствовала огромному водоему океанического масштаба (рис.37). Она не могла быть благоприятной для осаждения эвапоритов, тем более что соленакопление происходило не у островов и не между ними, а в открытом море. В связи с этим невольно привлекают внимание выдвигаемые в течение последних двух десятилетий различные варианты гипотезы, предполагающей поступление рассолов и соляных диапиров из подкорковых слоев [Кудрявцев, 1960; Созанский, 1971; и др.]. Эта гипотеза объясняет также приуроченность мощных залежей солей к зонам Сибирской платформы, в которых не

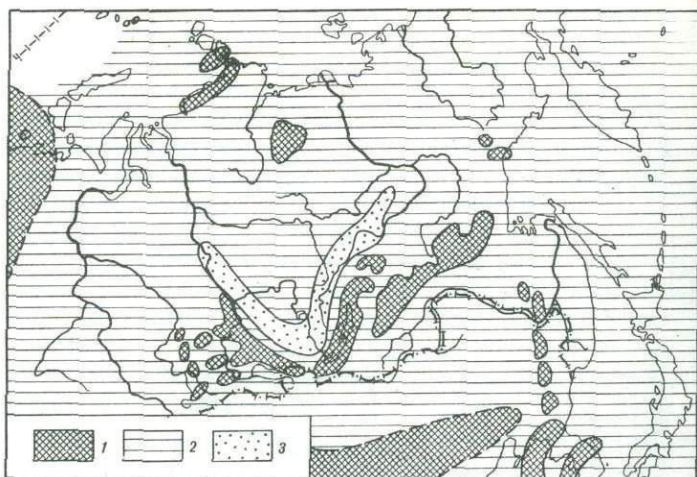


Рис. 37. Палеогеографическая схема Северной Азии в раннем кембрии

1 — суша; 2 — море; 3 — участок интенсивного накопления солей

исключено отсутствие "гранитного" слоя коры, а также ассоциацию соленосных отложений с вулканогенными.

В меньших масштабах соленакопление в пределах платформы происходило в ордовике, силуре, девоне и даже в раннем карбоне, т.е. не только в аридные, но и в гумидные палеоклиматические эпохи.

#### ДЕГРАДАЦИЯ ЯКУТСКОГО МОРЯ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И ПОСЛЕДУЮЩАЯ ИСТОРИЯ СИНЕКЛИЗ

В зоне Енисейско-Ленского кембро-силурийского поля разрез морского палеозоя заканчивается лландоверийским ярусом, местами низами венлока. Осушение зоны было связано с охватившим ее складкообразованием и продолжавшимся восходящим развитием Байкало-Витимского складчатого пояса и Алдано-Становой области. С позднего силура до наших дней в южной части Сибирской платформы почти безраздельно господствуют процессы размыва и континентального осадконакопления.

Севернее морские и лагунные условия седиментации удерживались значительно дольше, но следствием постепенного сокращения пределов Якутского моря, начавшегося еще с позднего кембрия, явилось разделение его на два крупных седиментационных бассейна — Тунгусский и Вилюйский. На северо-западной и северо-восточной окраинах Тунгусской синеклизы, по-видимому, начало этого события отмечено сменой карбонатных отложений с морской фауной низов лудлоу немymi гипсоносными слоями, перекрываемыми пестроцветными отложениями с остатками раннедевонских рыб. Однако морские слои с фауной верхнего лудлоу, известные в бассейне р. Под-

Таблица

Девонские и каменноугольные отложения центральной и северной частей Сибирской платформы по В.В. Меннеру, Э.Н. Янову, Н.П. Вербицкой и Г.Д. Радченко (Геология Сибирской платформы, 1966, табл. 5, 6, с дополнениями по Г.С. Фрадкину, 1967)

Система	Отдел	Ярус	Тунгусская синеклиза				Вилойская синеклиза			
			Приенисейская зона междуречья Подкаменной и Нижней Тунгуски	Район Норильска и бассейн р. Курейки	Центральная и южная части	Восточная окраина (среднее течение р. Котуй и верховья рек Вилой и Чангода)	Мархинский вал и среднее течение р. Вилой	Ыгыганская впадина	Кемпедяйская впадина	
Каменноугольная	Средний и верхний		Анакитская угленосная свита	Руднинская угленосная свита	Ереминская и катская угленосная свиты 100–180 м	Аналоги ереминской и катской свит До 180 м				
				Апсеканская угленосная свита	Тушамская угленосная свита 90–150 м					
	Нижний	Наморский	Фатьяновская песчано-алевролитово-аргиллитовая свита с морской фауной 100 м	Брусская свита: песчаники, сланцы, известняки с морской фауной 40–135 м	Анганчинская песчано-алевролитовая свита 80–120 м		Онкучайская красноватая свита: мергели, известковистые алевролиты, глины с лепидифитами До 200 м			
		Визейский								
		Турнейский	Известняки и доломиты с фауной 70–135 м							
	Верхний	Фаменский	Пестроцветная песчано-алевролитовая свита с остатками рыб 30 м	Каларгонская свита: известняки, доломиты с фауной 110 м	Каларгонская свита: известняки и доломиты с фауной 12–20 м	Каларгонская свита: известняки и доломиты с фауной 12–20 м	Эмяксинская сероцветная алевролитово-песчаная свита с диабазами, порфиритами, туфами, туффитами, остатками рыб, эстеров, растений До 400 м	Курунгуряхская сероцветная карбонатно-терригенная свита с туфами, туффитами, гипсом, ангидритом, с остатками рыб и растений До 530 м		
		Франский								Накахроская пестроцветная свита: известняки, доломиты, гипс
	Девонская	Средний	Живетский	Юктинская свита: доломиты, известняки с фауной 25–30 м	Слои с животской фауной	Юктинская свита: известняки, доломиты с фауной 22–30 м	Юктинский горизонт			
			Эйфельский	Тынепская пестроцветная свита с остатками рыб 80–175 м						Мантуровская пестроцветная свита: известняки, доломиты, гипс с остатками рыб 25–35 м
Нижний		Кобленцкий	Разведочнинская фосфоритовая свита с остатками рыб 70–120 м			Разведочнинская фосфоритовая свита с остатками рыб 10–34 м				
		Жединский	Курейская пестроцветная свита с остатками рыб 35–85 м						Курейская пестроцветная свита с остатками рыб 28–34 м	
Верхний		Лудловский	Зубовская пестроцветная свита: аргиллиты, доломиты, гипс с остатками рыб 60–210 м	Гипсоносные доломиты		Кольдинская пестроцветная свита: доломиты, аргиллиты, гипс				
			Гипсоносные слои							
Силурийская	Верхний	Лудловский								

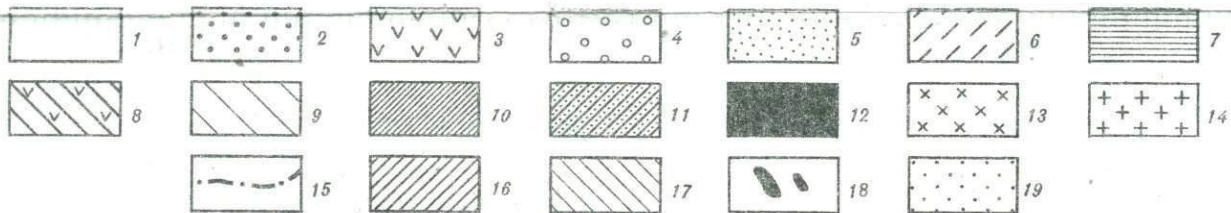
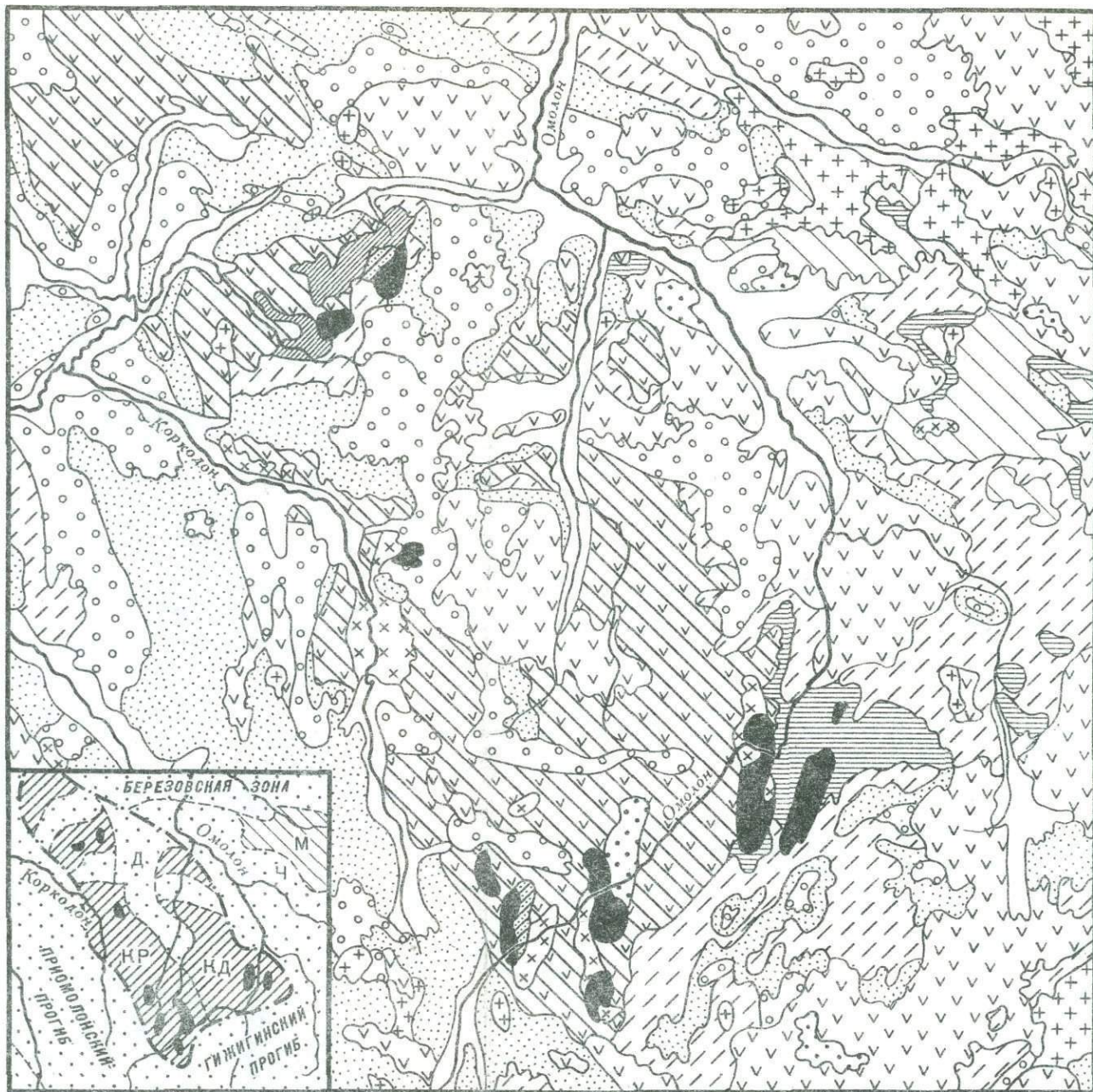


Рис. 57. Схема строения Омолонского массива

1 - четвертичные отложения; 2 - третичные отложения; 3 - меловые эффузивы; 4 - меловые континентальные отложения; 5 - юра и триас; 6 - пермь; 7 - карбон; 8 - верхний-средний девон, кедонская серия; 9 - девон геосинклинальный; 10 - ордовик; 11 - рифей; 12 - дорифейский метаморфический комплекс; 13 - домезозойские гранитоиды; 14 - позднемеловые гранитоиды.

На врезке: 15 - контур Омолонского массива; 16 - поднятия массива: КР - Коркодонское, КД - Кедонское; 17 - Молонжинские поднятия (М); 18 - выступы дорифейских пород; 19 - мезозойские прогибы, в том числе Ч - Чеканихинский и Д - Доломинский

каменной Тунгуски, могут свидетельствовать о сохранении морских условий седиментации в самой Тунгусской синеклизе. Г.С. Фрадкин [1967] обосновал возможность сохранения в течение силура и раннего девона соленой лагуны и в пределах Вилуйской синеклизы. Согласно его же палеогеографическим построениям, в области Мархинского вала и Ботуобинской седловины произошло соединение Анабарской суши с Алданской в единую материковую сушу Сибири (рис.38).

Из стратиграфических схем, приведенных в таблице (вкл.), видно, что Тунгусская и Вилуйская синеклизы в течение большей части девонского периода, а затем в раннем карбоне являлись постоянно существовавшими седиментационными бассейнами. Тунгусский бассейн до конца девона представлял собой главным образом обширную, сообщавшуюся с открытым морем соленую или солоноватоводную лагуну (или несколько лагун). В ней отлагались гипсоносные осадки, образовавшие пестроцветные толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов, реже известняков, содержащие остатки панцирных двоякодышащих и кистеперых рыб, эстерий и остракод, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, псилофитов и папоротникообразных или их споры. Эта лагуна только в отдельные эпохи девона – в конце кобленца – начале эйфеля (разведочинские фосфоритоносные слои) и в живецкое время (юктинская свита) – превращалась в морской залив почти нормальной солености, существовавший затем в течение всего раннего карбона. По Г.С. Фрадкину [1967], Вилуйская синеклиза являлась прибрежной равниной, на которую периодически распространялся залив Верхоянского геосинклинального бассейна, но почти отгороженный от него барьером и поэтому также представлявший собой в девоне соленую, а в раннем карбоне солоноватоводную лагуну.

Между Тунгусским и Вилуйским бассейнами располагался широкий Мархинско-Ботуобинский "мост", соединявший Анабарскую сушу с Алданской. Он лишь временами затоплялся мелководьем, причем со второй половины девона до визейского века служил областью наземного (частично и подводного) вулканизма, продукты которого в виде покровов диабазов, щелочных базальтов, туфов и туффитов распространены в пестроцветной терригенно-карбонатной вилучанской (живец-фамен) и сероцветной терригенно-туфогенной эмяскинской (турне-визе) свитах. Обе свиты и их стратиграфические аналоги распространены также в Ыгитанской и Кемпендяйской впадинах, причем в последней существенно вулканогенной является и более древняя (эйфель-живец) кыгылтууская красноцветная терригенно-карбонатная соленосная свита. Последующая (с конца раннего карбона) история синеклиз сложилась таким образом.

Как известно, с конца раннего карбона до поздней перми просторство Тунгусской синеклизы представляло собой область накопления лагунно-континентальных осадков, образовавших один из обширнейших в мире Тунгусский угленосный бассейн. Строение тунгусской серии, большая, угленосная часть которой относится к карбону и перми, а верхняя, вулканогенная – к верхам перми и триасу, общезвестно. Остановка накопления угленосных осадков охарактеризована В.М. Синицыным [1962, с. 57]: "В Тунгусской синекли-

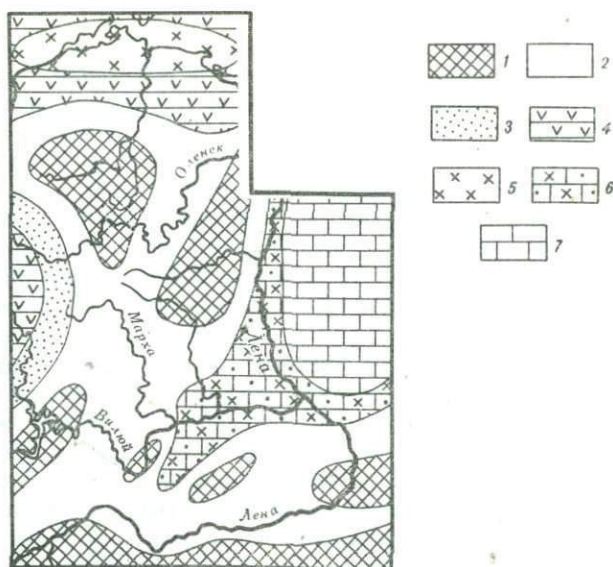


Рис. 38. Палеогеографическая схема северо-восточной части Сибирской платформы в конце силура – раннем девоне [Фрадкин, 1967]

1 – суша, область поднятий; 2 – область относительных опусканий; 3–7 – формации: 3 – красноцветная, 4 – карбонатно-гипсоносная, 5 – соленосная, 6 – терригенно-карбонатная, 7 – карбонатная

зе озерно-болотный ландшафт существовал в течение всего карбона... В толще тунгусского карбона содержатся пласты углей, образовавшиеся из длительно накапливавшихся остатков растительности, по составу близкой к флоре Кузнецкого бассейна. Карбоновые леса Тунгусской области представляли в основном кордаитовую тайгу с примесью лепидофитов, хвощей и папоротников". Аналогичная обстановка существовала и в пермский период. "В это время Тунгусская синеклиза представляла собой аллювиальную равнину... по всей территории были разбросаны озера и болота, по-видимому соединявшиеся в обширные системы. Болота и озера окружались лесными чащами, состоявшими из представителей семейства кордаитовых, главным образом *Noeggerathiopsis*. Кордаитам сопутствовали птеридоспермы, но папоротники, каламиты и лепидофиты в этой ассоциации почти отсутствовали. К концу перми угленакопление в пределах Тунгусской синеклизы прекратилось. Присутствие в верхнепермских отложениях туфового материала свидетельствует о появлении первых вулканов и зарождении вулканического ландшафта, который здесь в нижнем триасе становится господствующим" [Там же, с. 76]. Климат был влажным и умеренно теплым в каменноугольный период, но в конце его и в перми – менее влажным, умеренно холодным.

Стратиграфия вулканогенной части тунгусской серии разработана главным образом в северо-западной части синеклизы и в районе обширного плато Путорана, где установлена последовательность вулканогенных и осадочных толщ, содержащих остатки растений, пресноводных двустворчатых моллюсков, филлопод, остракод, эстеров, рыб и амфибий ст. позднепермского до средне-, а возможно, и поздне-триасового возраста [Геология Сибирской..., 1966]. Накопление осадков происходило в пресноводных водоемах, располагавшихся в пределах осложненной вулканическими постройками аллювиальной, местами заболоченной прибрежной равнины; море находилось непосредственно севернее, в Хатангском прогибе.

Главная особенность верхнепермских и нижнетриасовых отложений — участие вулканогенных пород — туффов, туфов, потоков и покровов базальтов и долерито-базальтов, среди которых размещены пластовые интрузивные тела долеритов и габбро-долеритов. Все эти породы объединяются в трапповую формацию.

Некоторые коррективы в представления об окончательном осушении Тунгусской синеклизы до конца раннего карбона внесли новые данные. Имеются в виду находки остатков солоноватоводных моллюсков с единичными представителями эвригалинных морских миа-лин в нижнепермской части разреза бассейна р. Чоны (правый приток Вилюя [Гольбрайх, Спасская, 1969] и остатков колымий в верхнепермских угленосных отложениях в бассейне р. Нижней Тунгуски почти в центре синеклизы [Куликов, Ильюхина, Глухов, 1970; Куликов, Ильюхина, Лобанов, 1970]. Очевидно, почти до конца пермского периода низменная прибрежная равнина, временами превращавшаяся в мелкую пресную лагуну [Фрадкин, 1967], эпизодически затоплялась мелководным морским бассейном.

После сикура аккумуляция осадков, то морских или солоноватоводных, то пресноводных, в Тунгусской синеклизе протекала постоянно вплоть до триасового периода. Она была унаследована от столь же непрерывной морской седиментации, происходившей до этого с ранних эпох докембрия. Это обеспечивалось хотя и медленным, но постоянным погружением синеклизы, почему общая смена морской седиментации континентальной явилась в основном следствием перекompенсации погружения осадконакоплением, а в раннем триасе — и аккумуляцией огромных масс продуктов наземного вулканизма. Тем не менее наличие в области лавового плато Путорана поверхностей выравнивания на высотах до 1500 м над уровнем моря и глубокий врез в него "каньонообразной гидрографической сети" свидетельствуют о значительном поднятии этой части синеклизы, происходившем в позднем мезозое (после триаса) или в кайнозое.

Считалось, что разрез палеозойских отложений Ыгытанского и Кемпендяйского прогибов заканчивается карбоном (см. таблицу). Однако, по данным спорово-пыльцевого анализа, отложение осадков кунгуроурянской свиты в Кемпендяйском прогибе, вероятно, продолжалось до рэт-лейса [Скрипкина, 1971]. В других частях Вилюйской синеклизы и по ее периферии до верхнепермские палеозойские отложения моложе нижнего карбона пока не обнаружены. Тем не менее

Г.С. Фрадкин, основываясь на материалах бурения и геологических данных по Предверхоанскому прогибу и Верхоанскому мегасинклинию, считал, что "выделенные в Верхоанской зоне среднекаменноугольные - нижнетриасовые (седиментационные) ритмы первого и второго порядков распространяются в западном направлении далеко за пределы Предверхоанского краевого прогиба и, естественно, по-видимому, достигают западных районов Вилюйской синеклизы" [Фрадкин, 1967, с. 85]. Этим самым на месте синеклизы предполагается по крайней мере эпизодическое существование Вилюйского залива Яно-Индибирского геосинклинального бассейна вплоть до триаса. Пермские континентальные, угленосные, и, возможно, морские отложения, "по всей вероятности, развиты под чехлом мезозойских отложений в нефтегазоносных районах Вилюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба, где верхние горизонты перми вскрыты отдельными скважинами" [Строение ..., 1969, с. 83].

Геологическая судьба Вилюйской синеклизы в мезозое и кайнозое более ясна и освещена в многочисленных работах [Фрадкин, 1967; Строение ..., 1969; Ленско-Вилюйская ..., 1969].

Мезозойские отложения представлены почти всеми стратиграфическими подразделениями, между которыми имеются, по-видимому, локальные перерывы небольшого интервала, но угловые несогласия отсутствуют. Седиментация происходила непрерывно, хотя контуры бассейна осадконакопления сильно менялись. Большая мощность мезозоя, достигающая 4-5 км при суммарной мощности палеозоя и мезозоя больше 10 км, свидетельствует о значительных масштабах нисходящих движений с компенсацией прогибания накоплением почти исключительно терригенного материала [Пушаровский, 1960]. Поступление его происходило главным образом с приподнятых районов платформы, но местными источниками сноса служили развивавшиеся с поздней перми структуры Верхоанского мегантиклинория, вдоль которого и развился Предверхоанский молассовый прогиб. Морские фации распределены почти по всему разрезу мезозоя, начиная от слоев индского и оленекского ярусов, усть-кельтурской и мономской свит и вплоть до верхних горизонтов нижнего мела. Наряду с ними присутствуют лагунные, дельтовые, прибрежно-континентальные и аллювиальные отложения, роль которых переменна, но в общем возрастает вверх по разрезу до преобладания в нижнемеловой части. Впервые эти фации появились в раннем триасе, когда они уже начали играть большую роль [Коссовская и др., 1960], но до поздней юры море вряд ли покидало полностью пределы прогиба. Вертикальные движения и палеоклиматические перемены отразились в разрезах лишь в чередовании морских, озерно-болотных и аллювиальных отложений и выклинивании угленосных пачек к осевой зоне синеклизы. Угленосность связана с юрской и меловой частями разреза, а нефтегазоносность - преимущественно с триасовой и пермской.

Состав морских ископаемых характеризуется бореальными моллюсками, свидетельствующими о связи описываемых бассейнов с мезозойским Арктическим океаном. До средней юры имела место и

открытая связь с Яно-Индибирским геосинклинальным бассейном. К концу средней юры с ростом Верхоянского мегантиклинория эта связь была утрачена и Вилюйский залив превратился в отмиравший бассейн, слепо замыкавшийся на юге с сохранением связи с Арктическим океаном, а Приверхоянский прогиб — в зону накопления осадков молассовой формации. В.М. Лазуркин [1957] рассматривал Приверхоянский прогиб как окраину геосинклинали, не испытавшей до сих пор полного преобразования в складчатую зону. Этот вывод следует распространить и на собственно Вилюйскую синеклизу.

Максимальная трансгрессия была в позднем лейасе, когда морские воды Вилюйского залива проникали через Ботуобинскую седловину в Тунгусскую синеклизу; затем пределы залива в общем сокращались. Находки в районе Якутска морских фораминифер в верхах нижнемеловой толщи говорят о эпизодическом проникновении моря в течение раннемеловой эпохи в центральную часть синеклизы. В позднемеловую эпоху и позже в ее пределах безраздельно господствовали континентальные условия. В начале триасового периода, вероятно, существовали аридные условия, но затем до конца мезозоя климат был влажным и теплым.

Третичные отложения отражают в общем те же условия седиментации, что сложились в позднем мелу, но интенсивность прогибания синеклизы сильно уменьшилась, а климат с конца миоцена становился все более суровым. Всюду отлагались или аллювиальные, или озерно-болотные осадки. Сток из Вилюйской синеклизы происходил приблизительно вдоль современной долины низовьев Лены. Западнее, вероятно, существовали менее значительные речные потоки. Мощный речной сток в области, отличавшейся влажным климатом, мог быть направлен только в сторону морского бассейна, который должен был существовать в третичную эпоху в области Арктики. Это как будто находит подтверждение в не проверенных пока находках морских организмов в третичных отложениях низовьев Лены.

### ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ

Хатангский прогиб понимается в широких пределах и включает не только собственно Хатангский (Притаймырский), но и Лено-Анабарский прогиб. На всех тектонических картах и схемах этот прогиб рассматривается как северная окраина Сибирской платформы, граница которой обычно проводится по южному краю палеозойского Таймырского складчатого сооружения. Многие исследователи не сомневались в наличии под ним докембрийского фундамента. Между тем глубинная структура Тунгусской синеклизы, несомненно, продолжается под Хатангский прогиб, являющийся также продолжением Предверхоянского прогиба. Уже это позволяет сомневаться в возможности его заложения на докембрийской кристаллической структуре.

В пределах прогиба, в осложняющих его структурах, древнейшей является девонская соленосная толща Нордвикского района. О додевонской же истории прогиба можно судить по геофизическим данным и строению структур, погружающихся под него со стороны Сибир-

ской платформы и Таймыра. Расчеты значений гравитационных и магнитных данных привели к выводу, что мощность земной коры под Хатангским прогибом местами не превышает 30 км, т.е. она значительно меньше, чем под смежными районами. Поверхность Моховичича при этом воздымается к оси прогиба (к р. Хатанге) и в сторону моря Лаптевых. С уменьшением мощности всей коры резко сокращается, примерно в 2 раза, толщина как "базальтового", так и "гранитного" слоя (до 8-10 км каждый) при возрастании мощности осадочного слоя до 10 км [Туезов, 1965].

По данным глубинного сейсмического зондирования, в Норильском районе к "гранитному" слою отнесена толща со скоростями продольных сейсмических волн 6,2-6,3 км/с (глубже лежит слой со скоростью 7,1 км/с), но непосредственно к северу от Норильского района имеет место выклинивание этого слоя, и можно допустить его отсутствие как под осевой зоной Хатангского прогиба, так и под прилегающей частью моря Лаптевых. Это дало повод некоторым исследователям предполагать образование Хатангского прогиба путем растяжения земной коры как выражения рифтового эффекта [Верба, 1969]. Мы считаем не менее вероятной реликтивно-океаническую природу коры под прогибом. Это, в свою очередь, предполагает здесь непрерывную седиментацию осадков с глубочайших геологических эпох и соответственно "базальтового" слоя докембрийским, частично и палеозойским образованиям (рис. 39).

Действительно, под Хатангский прогиб как со стороны Таймырского складчатого сооружения, так и со стороны склонов Анабарского щита, помимо дорифейских толщ, погружается полный комплекс рифейских и палеозойских морских отложений, вплоть до каменноугольных. Если дорифейского складчатого кристаллического фундамента (следовательно, и предрифейского перерыва) нет под Тунгусской синеклизой, то его может не быть и под продолжающим ее Хатангским прогибом. В пределах самого прогиба известны разнообразные по возрасту, преимущественно морские отложения. Из них наиболее древние представлены толщей каменной соли, слагающей соляные купола Нордвикского района. Эту толщу относят к нижнему - среднему девону. До десятка структур, подобных соляным куполам, давно известно от устья Енисея до Хатангского залива. Нахождение эвапоритов далеко за Полярным кругом побуждало искать причину этого или в перемещениях полюсов, или в дрейфе континентов. Но если предположить, как и для южных районов Сибири, что массы каменной соли здесь имеют подкоровое происхождение, то обе гипотезы станут излишними.

Хотя со стороны Таймыра погружается полный, существенно карбонатный разрез девона, в Нордвикском районе имеются лишь известняки живецкого яруса (участвуют в строении верхней части сульфатоносной толщи, кепроков соляных куполов), верхнего девона и нижнего карбона. Среднекаменноугольные известняки также погружаются со стороны Таймыра, но в прогибе они, как и верхнекаменноугольные морские отложения, не установлены. Возможно, эти известняки частично или полностью замещаются и наращиваются тунгусской серией, распространяющейся под прогиб со стороны Тунгусской синеклизы.



Рис. 39. Предполагаемое строение Хатангского прогиба

1 — преимущественно морские осадочные породы; 2 — продукты подводного базальтового вулканизма; 3 — метаморфизм и гранитизация; 4 — согласные и несогласные взаимоотношения толщ

В южном крыле Хатангского прогиба, в Маймеча-Котуйском районе и восточнее, до низовьев р. Оленек, на толще, включающей морские отложения рифея — нижнего карбона, залегают песчаники и сланцы с остатками тунгусской флоры, а затем — слои с нижнепермскими фораминиферами. Вышележащая верхнепермская угленосная свита также содержит остатки как растений, так и морских организмов. В Маймеча-Котуйском районе она перекрывается или частично замещается туффито-эффузивной серией. Восточнее вдоль южной окраины прогиба распространен полный комплекс мезозойских отложений, выступающих вместе с пермскими и севернее — в кряжах Прончищева и Чекановского.

Судя по данным многих исследователей [Сакс, Егорова, 1957; Сягаев, 1957; Ивановская, 1967; и др.], в составе этого комплекса преобладают морские отложения, уступающие место прибрежным и континентальным к верхам разреза. Вулканогенные основные породы играют небольшую роль в составе отложений перми и особенно упомянутой нижнетриасовой туффито-эффузивной толщи, местами продолжающей вулканогенную пермскую. Выше по разрезу преобладают терригенные образования. В южном крыле прогиба наблюдаются перерывы в основании анизийского яруса, верхнего триаса и лейаса, причем появляются континентальные фации, что естественно, так как непосредственно южнее располагалась суша Сибирской платформы. Однако в прибрежной антиклинальной зоне, т.е. в кряжах Прончищева и Чекановского, первые два несогласия сглаживаются, хотя появление грубообломочных пород в верхах триаса указывает на начало роста антиклинальных структур. В центральных частях прогиба триас и юра глубоко погружены, и здесь можно ожидать наиболее полный их разрез.

Юрская толща часто без перерыва сменяется меловыми отложениями, не только распространенными в крыльях прогиба, но и выполненными ею. Нижнемеловая толща представлена как морскими и прибрежными песчано-глинистыми фациями, характеризующими валанжин, готерив, частью баррем и апт, так и сменяющими их угленосными или вообще континентальными фациями. В местах переслаивания встречаются слои с барремскими или нижнеаптскими форамини-

ферами и растительными остатками. Угленосная толща в основном относится к апту — сеноману.

По мнению большинства исследователей, в восточной, анабаро-ленской части прогиба седиментация продолжалась до сеномана и закончилась накоплением только континентальных осадков. Но западнее, по рекам Хета, Маймеча и другим, известны морские отложения верхнего сантона и кампана.

Море проникало сюда с запада, где верхнемеловые морские отложения широко распространены в низовьях Енисея. В.Н. Сакс и И.С. Егорова [1957, с. 268] отмечали, что "третичные отложения большой мощности (порядка многих сотен метров) в пределах Усть-Енисейской и Хатангской впадин не отлагались". Но очень важно упоминание ими раковины третичной брахиоподы *Lingula hiana* Swainson, встреченной при бурении на Малохетской антиклинали. На основании этого они допускают наличие морских неогеновых отложений только в Усть-Енисейской впадине. Но третичное море могло распространяться и на восточную часть Хатангского прогиба. В этом отношении интерес представляет находка И.С. Егоровой в бассейне р. Большой Балахни (у оз. Харгы) конкреций с остатками *Mytilus*, *Cyprina* и др. Эти конкреции найдены вместе с валунами в морских четвертичных отложениях и могут иметь только местное происхождение.

Наконец, принципиальное значение имеет и недавняя находка в дельте Лены в угленосной палеогеновой толще прослоев с морскими микрофоссилиями. В аналогичных палеогеновых отложениях в низовьях р. Омолуй также отмечено присутствие морских диатомовых, указывающих на близость моря. Вполне логично допускать эпизодическое, по крайней мере частичное, затопление морем Хатангского прогиба не только в меловой период, но и в течение третичного времени.

Таким образом, Хатангский прогиб в течение всего времени от докембрия до кайнозоя, скорее всего, являлся областью непрерывной седиментации главным образом морских отложений. Вероятно, он никогда не преобразовывался в складчатую структуру с формированием гранитно-метаморфического слоя коры.

#### О ТРАППОВОМ МАГМАТИЗМЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

По оценкам М.Л. Лурье и В.Л. Масайтиса [Геология Сибирской..., 1966], породы трапповой формации (лавы, туфы, интрузивные породы) на Сибирской платформе, главным образом в пределах ее Тунгусской синеклизы, распространены на площади около  $1,5 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> и обладают массой  $2459 \cdot 10^{12}$  т. Около миллиона кубических километров (точнее,  $911 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>) трапповой магмы здесь поступило из верхней мантии и разместилось на поверхности и в толще платформенного чехла, составив до 15% всего его объема.

Распространение траппов в области междуречья Енисея и Лены установлено в 1873–1875 гг. А.Л. Чекановским. После этого в течение полустолетия их изучали в различных районах многие гео-

логи — К.И. Богданович, С.В. Обручев, И.П. Толмачев, И.К. Высоцкий, Б.Н. Рожков и др. Но наиболее глубокое для того времени геолого-петрографическое исследование на примере пород Тулуно-Удинского и Братского районов было выполнено Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом, А.С. Гинзбургом и Н.Л. Дилакторским [1932]. Хотя объектом изучения здесь явились интрузивные траппы, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг впервые охарактеризовал их как член интрузивно-эффузивной ассоциации и выделил ее в особый сибирский тип габбровой формации, отличающейся от уральского и украинского типов необычной однородностью, отсутствием дифференцированности и близостью по величине  $a$  к среднему базальту, а по значению  $R_2O/RO$  — к габбро. Эффузивы и туфы образуют покровы, а интрузивные траппы размещены в слоистой структуре платформенного чехла главным образом в виде пластовых и лакколитообразных тел самых различных форм и размеров.

С 30-х годов траппы Сибири, как эффузивно-интрузивная петрографическая формация, характерная только для древних платформ, описывались В.С. Соболевым [1936 и др.], а затем многими другими исследователями. Наша трактовка Тунгусской синеклизы, являющейся главной ареной траппового магматизма в Сибири, резко отличается от классического понимания платформенных структур. Поэтому попытаемся разобраться, действительно ли траппы здесь несут петрологические критерии образования в области распространения мощного гранито-гнейсового фундамента.

Согласно выводам всех петрологов, изучавших Сибирь в течение последних 30 лет [Лебедев, 1955, 1957; Лурье и др., 1962; Соболев, 1962; Кузнецов, 1964; Геология Сибирской..., 1966; Виленский, 1967; и др.], эффузивные и интрузивные представители траппов по составу почти не отличаются и в общем, как и траппы других древних платформ, соответствуют континентальным толеитовым базальтам или ближайшим производным исходной толеитовой магмы. Однако все разновидности траппов более богаты щелочами и бедны полевошпатовой известью, чем хорошо изученные южноафриканские траппы. В составе обломков туфов и туфобрекчий обычны толеитовые базальты; эффузивные породы местами претерпели зеленокаменное преобразование; иногда встречаются спилиты. Как считал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, особенностью их является петрохимическая недифференцированность. Но правильнее говорить о недифференцированности или слабой дифференцированности отдельных интрузивных тел и покровов, тогда как формация в целом на платформе представлена достаточно большим разнообразием пород. Состав интрузивных тел в разных районах варьирует от траппов нормального типа (лабрадор, моноклиновый пироксен, иногда оливин) до гипербазитов и щелочных ультраосновных пород, а эффузивов — до пикритов, меймечитов и различных щелочных оливиновых базальтов, иногда до щелочных, содержащих наряду с плагиоклазом нефелин.

В.С. Соболев [1962], а за ним большинство других петрологов отрицают роль ассимиляции и гибридизма в формировании этих пород и все разнообразие их объясняют дифференциацией маг-

мы. Ю.А. Кузнецов [1964] ограничивает даже роль дифференциации, считая изменяющийся химический состав пород унаследованным от состава исходных магм или от пород субстрата либо связанным с глубинными потоками горячих растворов и летучих как с фактором, влияющим на режим генерации магмы в субстрате и ее состав. Все эти соображения петрологов почти полностью исключают влияние на состав траппов гранито-гнейсового фундамента, гипотетического, по нашему мнению, под Тунгусской синеклизой. В трапповом комплексе отсутствуют кислые породы, а в самих траппах здесь нет ксенолитов гранитов и гнейсов, отмеченных в единичных случаях только по периферии синеклизы, в частности в Ангаро-Катангской зоне и в районе Туруханского геоантиклинального поднятия. Выводы Ю.А. Кузнецова в \*общем соответствуют выявленной Л.П. Лебедевым [1957] и В.Л. Масайтисом [1964] пространственной или геотектонической дифференцированности траппов по типу провинций и субпровинций, более подробно рассмотренной А.М. Виленским [Строение..., 1969], схема которого изображена на рис. 40.

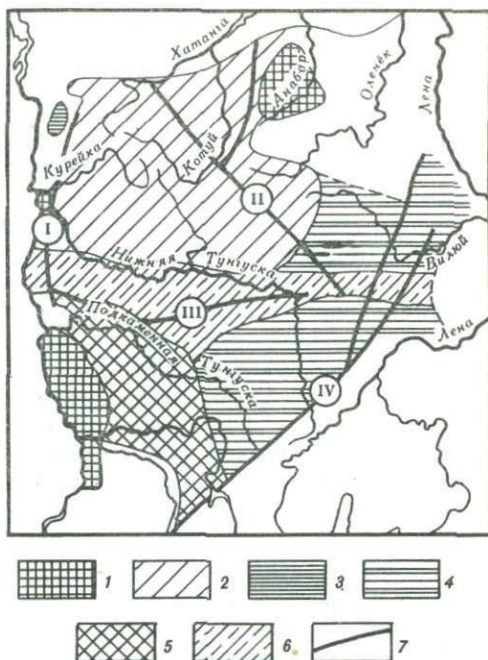
Обращает на себя внимание, что выделенная А.М. Виленским провинция траппов нормального ряда с ее обширной Путоранской субпровинцией почти полностью совпадает с той большей частью синеклизы, под которой независимо от выделения этой субпровинции допускалось наиболее вероятное отсутствие гранито-гнейсового фундамента [Васильковский, 1964а]. Траппы этой провинции соответствуют примитивным (толеитовым) базальтам умеренной щелочности и магнезиальности, с небольшими колебаниями петрохимических коэффициентов пород в преобладающих недифференцированных интрузивах: щелочность 9-12, железистость 41-55, отношение натрия к сумме щелочей 78-86 и окисного железа к закисному 9-21. Норильская субпровинция отличается от Путоранской калиевым уклоном с отношением натрия к сумме щелочей 68-78.

Провинция траппов повышенной щелочности отличается щелочностью пород 13-16 при пониженной (39-49) их железистости в Ангаро-Вилдойской субпровинции, но высокой (54-56) - в Ангаро-Катангской. В Тунгусской субпровинции наряду с траппами повышенной щелочности распространены породы нормального ряда, что сближает ее с Путоранской провинцией. Ангаро-Катангская и Ангаро-Вилдойская субпровинции, по-видимому, соответствуют участкам платформ с разнородным строением коры, включающей зоны сформировавшихся в докембрии гранито-гнейсовых структур. В частности, это Мархинский вал, погребенная Сунтарская и другие подобные структуры Вилдойской синеклизы и часть Енисейско-Ленского складчатого кембро-силурийского поля. Траппы Ангаро-Вилдойской субпровинции местами обладают еще более выраженным калиевым уклоном (отношение натрия к сумме щелочей 54-70), чем Норильской.

Таким образом, можно утверждать мантийный источник трапповой магмы Сибирской платформы. Наименьшее отклонение ее производ-

Рис. 40. Схема распределения трапповых субпровинций Сибирской платформы по А.М. Виленскому [1967] с упрощениями

1 — участки докембрийского фундамента; 2, 3 — субпровинции траппов нормального ряда: 2 — Путоранская, 3 — Норильская; 4–6 — субпровинции траппов повышенной щелочности: 4 — Ангаро-Вилуйская, 5 — Ангаро-Катангская, 6 — Тунгусская; 7 — зоны главных разломов: I — Имангидинско-Летнинская, II — Вилуйско-Котуйская, III — Тунгусская, IV — Ангаро-Вилуйская



ных от состава нормальных толеитов в пределах Тунгусской синеклизы приурочено к тем ее участкам, под которыми гранито-гнейсовый фундамент гипотетичен, но заметные отклонения в сторону большей щелочности и калиевости приходятся на участки, под которыми этот фундамент существует. В связи с этим возникает вопрос: достаточны ли основания настолько резко отличать тунгусские траппы от океанических толеитов, чтобы считать их производными магмы, свойственной исключительно континентальным областям? Этот вопрос тем более правомерен, если допустить, что в эпоху траппового магматизма в области Тунгусской и Вилуйской синеклиз действительно существовали крупные участки лишенной "гранитного" слоя океанической или субокеанической коры.

Напомним, что "первичная трапповая магма в свое время была выделена Х. Вашингтоном в качестве магмы платобазальтов, позже она была названа В. Кеннеди толеитовым типом базальтовой магмы. Она характеризуется незначительной пересыщенностью кремнеземом и в типичном случае заметно отличается от другого типа оливин-базальтовой магмы, для которой типичны недосыщенность кремнеземом и заметный избыток щелочей" [Кузнецов, 1964, с. 246].

В то время, в 20–30-х годах, для океанического ложа (Тихий океан) характерными считались недосыщенные оливиновые щелочные базальты и соответствующая им исходная магма в противовес которой трапповая — толеитовая магма и была выделена как типичная для континентальных областей. Однако несколько позже

работами К. Тилли, Г. Поурса, И. Муира, а затем А. Энгеля, Ц. Энгель, Р. Хавенса и других исследователей было показано, что в области Гавайских островов и вообще в пределах Тихого океана также преобладают толеитовые базальты, слагающие цоколь вулканических островов. Вершинные части последних сложены щелочными оливиновыми базальтами. Сложилось подтвержденное глубоководным бурением представление о том, что толеитовый вулканизм до сих пор господствует в глубоководных областях. Стало ясно, что базальтовая океаническая кора сложена примитивными толеитовыми базальтами, представляющими собой почти недифференцированные продукты непосредственного выплавления магмы из верхней мантии, сохранившие геохимические признаки ее ахондритовой природы [Энгель А., Энгель Ц., 1968; Грин, Рингвуд, 1968]. Укрепилось также мнение о существенных отличиях океанических толеитов от континентальных, заключающихся не только в очень малом содержании калия в первых ( $K_2O$  обычно меньше 0,5%), но и в их близости к богатым кальцием базальтовым ахондритам по характеру распределения относительных концентраций редких земель, по величинам  $K/Rb$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношений.

Отличия континентальных толеитов от океанических обычно объясняют взаимодействием исходной магмы первых с континентальной корой, признаков которого не обнаружено в траппах Тунгусской синеклизы. По щелочности и содержанию калия (меньше 1%) "нормальные траппы" синеклизы мало отличаются от океанических толеитов и близки к ним по другим петрохимическим признакам, хотя траппы "повышенной щелочности" обнаруживают более заметные отличия. К сожалению, геохимические особенности траппов, особенно  $K/Rb$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения, пока не изучены. Тем не менее можно предполагать единую природу траппового магматизма Тунгусской синеклизы (и Сибирской платформы в целом) и океанического толеитового магматизма [Макаренко, 1974]. Небольшие отличия "нормальных траппов" могут быть объяснены более далеко зашедшей эволюцией вещества верхней мантии, выделившей здесь на образование коры примерно вдвое больше базальтового материала, чем на одинаковой по размеру площади в области океана. Более заметное отличие "траппов повышенной щелочности" могло быть вызвано и воздействием на поднимающуюся к поверхности магму отдельных участков гранито-гнейсового слоя коры. Другими словами, вполне вероятно прямая унаследованность траппового магматизма Сибирской платформы от толеитового океанического.

С данным предположением, высказанным в 1964 г. [Васильковский, 1964а], позднее увязывались многочисленные находки прослоев и пачек траппов и сходных с ними основных эффузивных пород, размещенных в обрамлении Тунгусской синеклизы и в пределах Вилдойской на самых различных стратиграфических уровнях морских толщ — от рифейских до юрских [Беляков и др., 1970; Машак, 1970; Ненашев, 1970].

Выше говорилось о преобладании пород толеитового состава в трапповом комплексе и о их общей дифференцированности до появ-

156

ления в отдельных районах Сибирской платформы ультраосновных и щелочных пород. Маймеча-Котуйский магматический комплекс распространен в бассейнах рек Маймеча и Котуй в зоне стыка склона Анабарского шита с Тунгусской синеклизой и Хатангским прогибом. Ю.А. Кузнецов [1964] этот комплекс приводит как редкий пример ассоциации щелочных базальтоидов, щелочных и ультраосновных пород с платформенной трапповой формацией. Однако если формирование последней действительно продолжало эволюцию океанического толентового магматизма, то такая ассоциация более закономерна, чем это представлялось раньше.

Разрез комплекса был описан Е.Л. Бутаковой и Л.С. Егоровым [1962] и позднее несколько уточнялся другими геологами, причем К.М. Шихорина [1970] проследила распространение главным образом эффузионных фаций комплекса вдоль северо-западной окраины Анабарской антеклизы на 200 км. Приводим сокращенное описание комплекса по В.С. Гладких [1973].

На туфогенных породах основного состава пермо-триасовой толщи, включающей силлы и секущие жилы трапповой формации, залегают (снизу вверх) свиты: 1) арыджанская, целиком сложенная бесполовошпатовыми базальтоидами: меланократовыми оливиновыми нефелинитами, нефелинитами (в том числе мелилитовыми), оливиновыми и нефелиновыми мелилитами, лимбургитами, авгитами с подчиненными пикритовыми порфиритами, лавобрекчиями и туфами; по простиранию эти породы замещаются туфогенными образованиями основного состава; мощность 300 м; 2) коготокская, сложенная базальтами и щелочными базальтами, в верхней части толщи чередующимися с трахиандезито-базальтами, трахиандезитами, трахитами, дацитами, авгититами, лавобрекчиями и туфами этих пород; мощность 1000 м; 3) дельканская, сложенная в нижней части бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами, базанитами и тефритами, а в верхней — переслаивающимися щелочными базальтами, андезит-базальтами, трахиандезито-базальтами, трахитами, трахилипаритами, пикритовыми порфиритами и бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами; 4) толща, включающая лавы, туфы и пластовые интрузии меймечитов (пикритовые порфириты), сформировавшиеся после внедрения дунит-перидотитов.

Ранее Е.Л. Бутакова и Л.С. Егоров также считали, что после образования всех свит внедрялись дунито-перидотиты, а затем пироксениты, жилы пикритовых порфиритов, мончикитов, йолитов. Они же, вслед за Ю.М. Шейнманном, отметили своеобразие магматизма Маймеча-Котуйского района, заключающееся в появлении ультраосновных и щелочных интрузий на фоне щелочных базальтоидных лав, преобладающих здесь над щелочноземельными — толентовыми базальтами, присущими трапповой формации, в которой щелочные и даже субщелочные базальты играют подчиненную роль. Позже специальные петрохимические исследования позволили В.С. Гладких установить, что по среднему составу базальты Маймеча-Котуйской провинции чрезвычайно близки к щелочным оливиновым базальтам

Гавайских островов вулканической провинции Рунгве, и отнести их к типичным представителям формации щелочных оливиновых базальтов. Как известно, эта формация, часто включающая дифференциаты вплоть до трахибазальтов и трахитов (присутствующих и в Маймеча-Котуйском районе), обычна для вулканических островов Тихого океана, в которых (Гавайские и некоторые другие крупные острова) она слагает отдельные вулканические постройки, имеющие под собой мощный толентовый покров.

По-видимому, что-то подобное представляют собой щелочные базальтоиды Маймеча-Котуйского района. Развитие здесь ультраосновных и щелочных интрузий не мешает видеть сходство магматизма Тунгусской синеклизы и дожа Тихого океана, т.е. еще раз вернуться к предположению о том, что наземный трапповый магматизм Сибирской платформы унаследован от магматизма океанического этапа ее развития.

#### ЧТО ЖЕ ТАКОЕ СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА?

Автор однажды высказывал свое мнение по этому вопросу [Васильковский, 1964а], встретившее сначала критику, а затем забвение. Но если более 15 лет назад у него, как и у А.А. Предтеченского [1960, 1967], только намечался возврат к почти забытой идее И.Д. Черского, В.А. Обручева, Э. Зюсса о "древнем темени Азии", то сейчас он готов утверждать ее. Эта идея возникла более 80 лет назад, когда выдвинувшие ее исследователи не могли располагать достаточными для обоснования геологическими данными. В настоящее время имеются некоторые подтверждающие ее результаты и геофизических работ.

Строение Сибирской платформы мыслится примерно так, как изображено на рис. 35. Древнейшие структуры северной части Азии возникли и развивались в сложную Саяно-Алданскую систему островных дуг именно на том пространстве, где В.А. Обручев и Э. Зюсс помещали "древнее темя Азии". Эта система представляла собой в какой-то мере прообраз не только палеозойских, но и более поздних, даже современных геосинклинальных областей, хотя, конечно, сам геосинклинальный процесс и геосинклинали в далеком прошлом отличались от более поздних и современных. Островные дуги зарождались на формировавшейся базальтовой океанической коре и в течение позднего архея и всего протерозоя, т.е. в течение около 2 млрд. лет, прошли долгий путь стадийного преобразования в грандиозное складчатое сооружение, образовавшее древнюю Саяно-Алданскую материковую сушу. Вместе с этим происходило преобразование океанической коры в континентальную с ее вполне зрелым гнейсо-гранитным слоем как в геофизическом, так и геологическом его понимании, но, вероятно, без четко выраженного раздела Конрада. Этот процесс окончательно завершился в рифее, хотя древнейшие ядра роста континентальной коры возникали еще в архее, а затем и в раннем - среднем протерозое. Последние остаточные геосинклинальные прогибы замкнулись только в кембрии.

Почти одновременно формировалась подобная, но меньших размеров Анабарская система структур.

В процессе развития не было общих для всей системы этапов, отграниченных друг от друга рубежами, отвечавшими планетарным эпохам тектогенеза. Переход от одной стадии развития к другой совершался в разных звеньях системы разновременно. Но, может быть, самое важное это то, что ни Саяно-Алданская, ни Анабарская системы структур континентальной коры, по-видимому, никогда не распространялись далеко в пределы тех контуров, которыми принято ограничивать Тунгусскую и Виллойскую синеклизы, а также Хатангский и Приверхоянский прогибы. Исключения вроде Сунтарской структуры в Виллойской синеклизе и выступов "фундамента" в зоне Иркутского амфитеатра не играют решающей роли. Важно также и то, что ни один из районов Саяно-Алданской области в ходе своего развития не возвращался к состояниям пережитых стадий. Процесс был именно стадийно-необратимым, несмотря на все различия темпов процесса и сложность тектонических движений переменного знака.

Вплоть до кембрия к югу и северу от развивавшегося Саяно-Алданского сооружения располагались океанические пространства. Но если на юге на почве океанической коры стала развиваться новая Монголо-Охотская складчатая система, то на севере аналогичная система не получила развития. Там образовалось своеобразное эпикоеаническое Якутское море, подобное таким современным эпикоеаническим морям, как Охотское или Японское, но преимущественно мелководное. В конце силура оно разделилось на остаточные морские бассейны, один из которых — Тунгусское море — существовал до перми, а другой — Виллойский залив — до мелового периода. Это своего рода "недоразвивавшиеся геосинклинали" М.К. Коровина [1954], т.е. не вовлеченные в процесс складкообразования, который лишь местами проявился в небольших масштабах. Мы считаем, что под ними сохранились значительные участки не переработанной геосинклинальным процессом базальтовой коры; сохранился и толетовый магматизм, унаследованный от океанического. Со временем участки базальтовой коры были погребены мощной толщей осадочного и вулканического материала и стали соответствовать геофизической модели коры субокеанического типа по И.П. Косминской. Под ними, вероятно, никакого гнейсогранитного цоколя никогда не было, структуры же типа Сунтарского или Иркутского выступа представляли собой локальные новообразования.

Раннепалеозойская Саяно-Алданская суша являлась древнейшей из крупных складчатых сооружений северной части Азии. Позднее к ней присоединялись новые складчатые пояса; формировался континент. Но этот жесткий, как будто бы вполне стабилизировавшийся материковый блок не оставался безжизненным. Тектонические движения типа глубинной складчатости Э. Аргана или аркогенеза Е.В. Павловского и особого типа магматические процессы в его пределах совершались с переменной интенсивностью вплоть до кай-

нозой. Они особенно активно проявились в мезозое, в чем как будто бы можно усматривать индуцирующее влияние мезозойского орогенеза, происходившего в Монголо-Охотском поясе.

Выдвинутое толкование Сибирской платформы исключает представления о возобновлении геосинклинального процесса в области Саяно-Алданского поднятия даже в том виде, в котором оно развито в работах А.М. Лейтеса, М.В. Муратова, В.С. Федоровского и С.П. Кориковского. В то же время положенные в основу этих представлений идеи Е.В. Павловского и М.С. Маркова и развиваемая нами концепция имеют и сходные стороны.

Это прежде всего утверждение необратимого развития континентальной коры от ее базальтового или базальто-андезитового начала. Имеются и другие сходные выводы. Но наиболее интересна и в общем, как нам представляется, правильна идея о двух путях преобразования океанической коры в континентальную.

Путь, названный сибирским, почти соответствует общепринятому пониманию геосинклинального механизма. Но всегда ли предшествовала ему нуклеарная стадия и формировалась ли на этой стадии некая не ставшая жесткой и слабо гранитизированной кора протоплатформы, на которой в следующую стадию сложились протогеосинклинали? Мы не нашли такого рубежа, и его, по-видимому, не должно быть, так как протогеосинклинали это по существу протоэвгеосинклинали, наследовавшие протоокеанические обстановки. В них продолжалось формирование океанической или субокеанической коры.

Новое — это канадский путь с его механизмом непосредственного преобразования базальтовой коры в континентальную, минуя геосинклинальный процесс, за счет формирования зеленокаменных ядер гранито-гнейсовых куполов. Наш геолого-исторический анализ как будто подтверждает такой механизм, совершавшийся в архее в области Алданского щита, а в позднем архее — раннем протерозое в Становом поясе. В.Г. Гладков и О.В. Грабкин [1978] находят этот механизм и в Байкало-Патомском нагорье. Однако образование гранито-гнейсовых куполов происходило и позже — в Монголо-Охотском поясе и Сихотэ-Алинской области в палеозое и даже мезозое, хотя масштабы процесса, вероятно, были менее значительными. Можно предполагать подобный механизм и в пределах ложа современных океанов. Так или иначе, идея канадского пути развития континентальной коры заслуживает глубокой разработки.

Впрочем, по Е.В. Павловскому и М.С. Маркову, "жесткие ядра", сформировавшиеся в ходе канадского пути развития, являлись локальными структурами далеко не платформенного масштаба, так как в пределах Алдано-Становой области и даже только Алданского щита они сосуществовали с зонами, не ставшими жесткими. Но и эти зоны в ходе сибирского пути тоже превратились в протоплатформы. Лучше бы говорить о слиянии их с зонами гранито-гнейсовых куполов в единую протоплатформу. Названные авторы дальше именно так и говорят о протоплатформах как канадского, так и сибирского профиля развития. Эти протоплатформы распадались

на более или менее крупные фрагменты, разделенные "геосинклинальными трогами", и только "в предрифейское время вновь спаялись в единое целое, образовав гетерогенный фундамент крупных платформ неогея" [Павловский, Марков, 1963, с. 49].

Далее можно понять так, что "геосинклинальные трюги", образовавшиеся на жестком фундаменте протоплатформ канадского профиля, представляли собой узкие шовные структуры тимискамингского типа и отличались от "геосинклинальных трюгов", новообразованных на протоплатформах сибирского профиля. Вероятно, действительно отличались, так как структуры тимискамингского типа должны быть наложенными приразломными прогибами, а структуры второго типа, как показано нами в обзоре формирования Станового пояса и байкалид, являлись не наложенными, а унаследованными остаточными геосинклинальными прогибами.

Однако работа Е.В. Павловского и М.С. Маркова далеко выходит за рамки Сибирской платформы, и мы не располагаем данными, чтобы судить о том, что собой представляли "геосинклинальные трюги" на Канадском щите. Если они там именно геосинклинальные, тем более эвгеосинклинальные, то, с нашей точки зрения, эти "трюги" вряд ли являются наложенными на архейский кристаллический фундамент щита.

Идея Е.В. Павловского и М.С. Маркова о наложенных "геосинклинальных трюгах" в несколько схематизированном виде была развита А.М. Лейтесом, М.В. Муратовым и В.С. Федоровским [1970] в общую концепцию палеоавлакогенов, а затем почти полностью приложена к пониманию строения и истории развития Алданского щита и Станового пояса (Федоровский, Лейтес, 1968; Лейтес, Федоровский, 1972, 1977). М.З. Глуховский [1971, 1975] применил ее к тем же районам, но с позиций мобилизма. В нашем анализе строения этих районов она не нашла подтверждения.

## ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРАНА

### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

К востоку от Сибирской платформы лежит огромная область проявления палеозойской, главным образом мезозойской складчатости, простирающаяся до Чукотского полуострова и имеющая продолжение на Аляске. Основываясь на рекогносцировочных данных первых исследователей, А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский [1933] выделяли здесь Верхояно-Кольимскую складчатую область и складчатые сооружения Чукотского полуострова, которые А.Д. Архангельский в более поздних своих работах [1941, 1947] объединил, введя понятие о Верхояно-Чукотской складчатой стране.

На составленной А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским [1933] первой схеме тектоники Северо-Востока СССР были выделены также гипотетическая платформа Делонга и Алазейско-Юкагирская

палеозойская плита. Существование первой не подтвердилось, на месте же второй С.В. Обручев [1934] выделил более обширную Колымскую платформу, распространив ее на бассейн Колымы и Индигирки и Новосибирские острова. Позднее выяснилось, что в пределах этого пространства имеются крупные мезозойские структуры [Херасков, 1935 и др.], но идея Колымской платформы продолжала утверждаться С.В. Обручевым [1940] и в различных вариантах развивалась рядом геологов в течение более трех десятилетий; некоторыми исследователями она поддерживается до настоящего времени<sup>1</sup>.

Вместе с тем Колымскую платформу стали рассматривать как крупную докембрийскую структуру или как часть более обширной древней материковой области (Северо-Азиатский кратон), фундамент которой ныне выступает в виде нескольких изолированных "остаточных" срединных массивов, что свидетельствует о его распространении в пределах всей Верхояно-Чукотской страны. Сложилось также представление, что эта платформа подвергалась раздроблению и превратилась в обширную наложенную геосинклинальную область. Приколымский, Омолонский, Охотский, Тайгоносский и другие метаморфические массивы рассматривались как обломки фундамента [Шеглов, 1967], а мезозойды Верхояно-Чукотской складчатой страны — как производные эпиплатформенного геосинклинального процесса.

Эти представления как стройная концепция были впервые изложены на состоявшейся в 1937 г. в Москве XVII сессии Международного геологического конгресса и в различных вариантах настойчиво развивались до конца 60-х годов, отдельными же учеными — до последнего времени [Билибин, 1937; Кропоткин, Херасков, 1939; Обручев, 1940; Тильман, 1962; Богданов, 1963; Тектоническое..., 1964; Тильман и др., 1969].

Представления об эпикратонной природе Верхояно-Чукотской страны принимались за основу почти всех регионально-геологических и тектонических обобщений и карт. Одно время особняком стояло мнение лишь М.М. Тетяева, понимавшего весь Северо-Восток СССР как область альпийской складчатости, а также П.Н. Кропоткина и Е.Т. Шаталова [1936], отрицавших существование докембрийской Колымской платформы. И.А. Резанов [1964] также считал ее палеозойской. Но именно с конца 60-х годов остаточная природа срединных массивов и эпикратонная — Верхояно-Чукотской страны в целом стали вызывать сомнение у все большего числа геологов. Глубокая дискусионность проблемы почти полностью обнажилась в 1974 г. на Всесоюзном совещании, посвященном тектонике срединных массивов [Белов, Соколов, 1974], в 1975 г. на заседании Межведомственного тектонического комитета и в 1976 г. на совещании того же комитета, посвященном Колымскому массиву [Мерзляков, 1977].

<sup>1</sup>См. обзор В.М. Мерзлякова "Эволюция представлений о Колымской платформе" [1977].

В предлагаемом ниже обзоре обосновывается попытка еще раз показать правомерность предложенной нами трактовки строения и геологической истории Верхояно-Чукотской складчатой страны с позиций необратимого преобразования океанической коры в складчатую континентальную [Васильковский, 1966, 1968].

Ниже принимается ранее сложившаяся схема районирования страны (рис. 41) почти в том виде, в котором она отражена на Тектонической карте Евразии [1966] и на более поздних тектонических схемах [Тильман и др., 1969; и др.]. Деление рассматриваемой страны на Верхояно-Колымскую и Колымо-Чукотскую области нам представляется искусственным и излишним.

## ВЕРХОЯНСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

Складчатый пояс Верхоянского хребта и Сетте-Дабана состоит из кулисообразно расположенных антиклиналей и антиклинориев, образующих протянувшийся на 2000 км мегантиклинорий. Продолжением его на севере являются кряжи Чекановского и Пронищева, на юге же он, помимо Сетте-Дабана, включает так называемую Юдомо-Майскую миогеосинклиналь, непосредственно примыкающую к Алданскому щиту и Маймаканской ветви Станового пояса. Прежде всего нас интересуют эти южные структуры, наиболее глубоко эродированные и отчасти поэтому сложенные самыми древними толщами.

### ЮДОМО-МАЙСКАЯ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Самая южная часть мегантиклинория известна под названием Юдомо-Майской миогеосинклинали. Подразумевается существовавший здесь в рифе и раннем палеозое миогеосинклинальный прогиб, позднее превратившийся в складчатое сооружение [Башарин, 1967; Нужнов, 1967].

Этот район является переходным от Сибирской платформы к Верхоянской геосинклинальной области, что выражено в особенностях латеральных изменений состава и фаций древних осадочных толщ. Почти все геологи полагают, что архейский фундамент платформы здесь распространяется под миогеосинклиналь, считающуюся эпикратонной структурой.

С запада на восток могут быть выделены следующие зоны (рис. 42).

На окраине Алданского щита наличие гнейсового фундамента не вызывает сомнения. Рифейские и кембрийские отложения образуют почти горизонтальный платформенный чехол. Они сравнительно маломощны, разделены стратиграфическими перерывами и обладают некоторой выдержанностью состава (рис. 43, разрезы 1-5).

Маймаканская зона протерозойд, именуемая часто Учуро-Майской плитой, отличается переходными типами как разрезов рифея-кембрия, так и сложенных ими тектонических структур. От-



ложения еще сохраняют черты платформенного чехла (см. рис. 43, колонки 6–8), но выделяются пологие антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы, в которых мощность чехла колеблется от 0 до 2 км, в Улканском прогибе – до 5 км [Гамалея, 1968]. В ядрах некоторых поднятий выступают гнейсы и кристаллические сланцы фундамента, сложенного батомгской серией верхнего архея – нижнего протерозоя; индивидуальность фундамента не вызывает сомнения и под прогибами.

К востоку от Нельканского разлома расположена собственно Юдомо–Майская мегасинклинальная зона, в которой рифейские и кембрийские отложения утрачивают признаки платформенного чехла, причем мощность только рифея быстро возрастает до 7 км и более (см. рис. 43, колонка 9), а вместе с кембрием – до 10 км. Континентальные и прибрежные фации полностью замещаются отложениями открытого и более глубокого моря; перерывы внутри толщи исчезают. В восточной части зоны рифейско–кембрийский разрез нарастается близким по составу ордовикским; местами сохранились верхнекаменноугольные и пермские морские отложения. Сама рифейско–кембрийская толща подверглась интенсивным складчатым деформациям, образовавшим к западу от Улахан–Бомского разлома, в Майском синклинории, неполную гребневидную, а к востоку от него, в Нётском антиклинории, полную линейную складчатую структуру. Местами рифейские отложения прорваны малыми жилами позднерифейских(?) габбро–диабазов, щелочных гранитов и граносиенитов, а также более крупными интрузивами гранитов мелового возраста.



Рис. 41. Схема районирования Северо–Востока СССР по С.М.Тильману и др. [1969] с изменениями

1, 2 – докембрийские (1) и палеозойские (2) структуры срединных массивов (древних ядер стабилизации континентальной коры): О – Охотского, ТТ – Тайгоносского, ПК – Прикольмского, ОМ – Омолонского, ВЧ – Восточно–Чукотского, Э – Эскимосского; 3–6 – мезозонды Верхояно–Колымской области: 3 – антиклинории и глыбовые поднятия: ОР – Орулганский, ВМ – Верхнемайский, ПЛ – Полоусный, ТХ – Тасхяхтасский, 4 – позднемезозойские молассы, 5 – выступы фундамента или интрагеосинклинальные поднятия: К – Куларский, ЭА – Эльгино–Адычанский, АУ – Аллах–Уряхский, БЛ – Балагычанский, 6 – синклинории и прогибы, образованные верхоянским геосинклинальным комплексом: ЮВ – Южно–Верхоянский, СМ – Сеймчанский, СГ – Сугойский; 7, 8 – мезозонды Колымо–Чукотской области: 7 – антиклинории: КУ – Куульский, Е – Еропольский, АЛ – Алучинское ядро в Верхнеанюйском антиклинории, 8 – синклинории и геосинклинальные прогибы: ПР – Приомолонский, Б – Березовский, ЮА – Южно–Анюйский, РЧ – Раучанский, КМ – Колочинско–Мечигменский, ГЖ – Гижигинский, ПТ – структуры п–ова Тайгонос; 9 – позднемезозойский наземный осадочно–вулканогенный комплекс

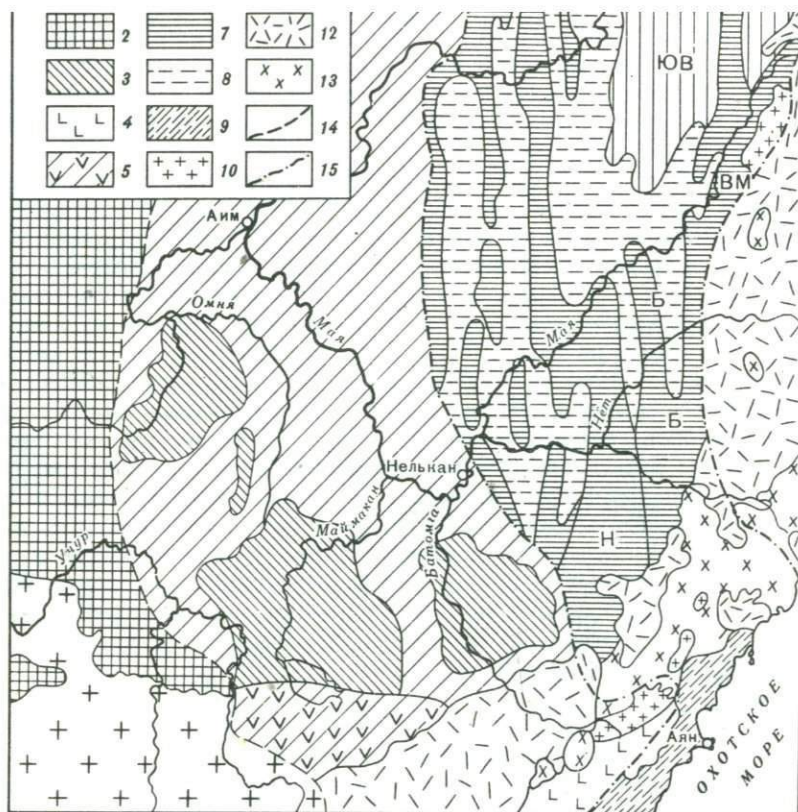


Рис. 42. Учуро-Майская плита и Юдомо-Майская миогеосинклинальная зона по А.К. Башарину [1967] и С.В. Нужнову [1967]

1 - кристаллические породы Алданского щита и Станового пояса; 2 - чехол Алданского щита (рифей, кембрий, юра); 3 - выступы фундамента Учуро-Майской плиты (маймаканский метаморфический комплекс); 4 - габбро-анортозитовый комплекс хр. Джугджур; 5 - уянская серия (средний протерозой); 6 - чехол Учуро-Майской плиты (рифей, кембрий); 7, 8 - миогеосинклинальный комплекс: 7 - рифей, 8 - кембрий, ордовик, силур; 9 - палеозой Аянской зоны; 10 - палеозойские интрузивные породы; 11 - верхний палеозой - мезозой; 12 - меловые эффузивы; 13 - меловые гранитоиды; 14 - предполагаемая граница между Алданским щитом и Учуро-Майской плитой; 15 - граница между Учуро-Майской плитой и Юдомо-Майской миогеосинклинальной зоной; Н - Нетский антиклинорий, Б - Билякчанский синклинорий, ВМ - Верхнемайский антиклинорий, ЮВ - Южно-Верхоаянский синклинорий

Увеличение мощности рифейско-кембрийских отложений происходит скачкообразно в зонах Челатского, а затем Нельканского разломов, проявлявших себя уже в рифее [Моралев, Ставцев, 1961; Нужнов, 1967]. В ядрах гребневидных антиклиналей слои рифейских отложений залегают круто, местами почти вертикально, и кембрийские отложения здесь смяты хотя и в едином структурном плане с рифейскими, но залегают на них с несогласием. Поэтому начало формирования антиклиналей нужно отнести к концу рифея — началу кембрия. В синклиналиях кембрийские отложения залегают почти горизонтально, причем С.В. Нужнов полагает, что на рифее они здесь лежат также несогласно в виде платформенного чехла. Однако в центральной части собственно Юдомо-Майской зоны рядом геологов установлено залегание юдомской свиты на верхне-рифейской учурской, а затем нижнекембрийской сытыгинской на юдомской с постепенным переходом одна в другую [Беэр, 1965; Башарин, 1967]. Очевидно, формирование антиклиналей сопровождалось в прогибах непрерывной морской седиментацией, в морском же бассейне возникали гряды островов.

Главный этап складкообразования и поднятия Нётского антиклинория приходится на ранний кембрий, что нашло отражение в молассоидном характере нижнекембрийской курунуряжской свиты, развитой рядом, в Билякчанском синклинии. Впрочем, имеет место омоложение структуры Нётского антиклинория в северном направлении, где на его погружении появляется почти полный разрез сеттедабанского типа от кембрия до девона, а затем разрез карбона, перми и мезозоя верхоянского типа.

Билякчанский синклиний, примыкающий с востока по одноименному разлому, сложен почти 12-километровой толщиной рифея и кембрия, смятой в крутые, иногда опрокинутые изоклиналильные складки. В основании разреза залегает билякчанская толща, сильный метаморфизм которой может служить поводом относить эту толщу не только к рифею, но и к отложениям нижнего — среднего протерозоя и этим самым признать участие их и рифейских отложений в едином геосинклиналильном комплексе. В северной части синклиनिया в состав билякчанской толщи входят осадочные и основные вулканогенные породы, составляющие зеленокаменный эвгеосинклиналильный комплекс [Коген, Рассказов, 1978].

В верховьях р. Май к востоку от Билякчанского разлома выделяется пока плохо изученный Верхнемайский антиклинорий. К нему приурочены выходы амфиболитов, габбро-амфиболитов, амфиболовых, плагиоклазовых и биотитовых плагиогнейсов и других разновидностей, образовавшихся по основным вулканогенным, частью интрузивным породам. А.К. Башарин относит эти породы к архею, хотя они могут быть не древнее рифея (или нижнего — среднего протерозоя), т.е. низов билякчанской толщи. На них залегают карбонатные отложения ордовика и мезозойские эффузивы. А.А. Беэр, отмечая выступы аналогичных метаморфических пород значительно южнее, связывает их с возможным продолжением раннепротерозойской структуры Джугджура и выделяет здесь Джугджурскую анти-

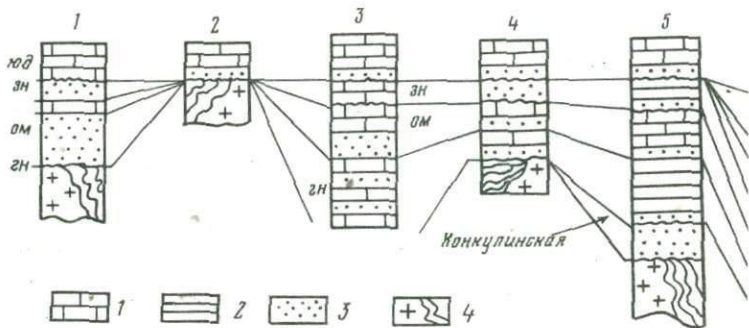


Рис. 43. Сопоставление основных разрезов рифейских и кембрийских отложений Учуро-Майского района по С.В. Нужнову [1967]

1 - известняки, доломиты; 2 - алевролиты, аргиллиты; 3 - песчаники и конгломераты; 4 - дорифейские гнейсы и граниты. Расположение разрезов показано на врезке. Колонка 7 объединяет разрезы, составленные С.В. Нужновым по р. Маймакан и у пос. Ципанда, а колонка 9 - по рекам Юдома и Улакан-Бом. Обозначения свит и толщ: юд - юдомская, эн - энинская, ом - омахтинская, гн - гонамская, ц - ципадинская, мл - малгинская, он - омнинская, кд - кандыкская, лх - лахандинская

клинальную зону. Подошва билякчанской толщи в пределах собственно Юдомо-Майской миогеосинклинальной зоны не обнажена, и в ядрах антиклиналей эрозией вскрыта только часть гонамской серии. Поэтому возникает вопрос о подстилающих образованиях и структурных взаимоотношениях между ними и рифеем.

На первый взгляд этот вопрос решается просто. Так как западнее установлено несогласное залегание рифейских отложений на метаморфическом комплексе протерозойд Маймаканской зоны, следовательно, можно ожидать наличие архейского или нижнепротерозойского комплекса в виде самостоятельного этажа и под Юдомо-Майским прогибом, конечно, при допущении, что складчатость и метаморфизм, создавшие Маймаканскую метаморфическую зону, проявились широко и за ее пределами. Но именно только в Маймаканской зоне рифейская толща сохраняет характер платформенного чехла (см. рис. 17, колонка 1). Другими словами, эта зона расположена вне Юдомо-Майской миогеосинклинали, хотя участок по р. Челасин приурочен к ее краю, где и происходит резкое возрастание мощности рифея. Этот участок расположен в районе восточного замыкания Маймаканской складчато-метаморфической струк-



туры [Башарин, 1967], почему глубинное продолжение далеко на восток и северо-восток не устанавливается.

Между тем на крыльях Маймаканской структуры и в смежном с ней Улканском прогибе распространена толща, занимающая промежуточное стратиграфическое положение между становым комплексом (верхний архей — нижний протерозой) и рифейскими отложениями Юдомо-Майского прогиба. Имеется в виду уянский осадочно-вулканогенный комплекс, разрез которого приведен в разделе "Становой пояс". Здесь лишь добавим, что выше элгэтейской вулканогенной толщи выделяется еще бириндинская с диабазами и трахиандезитами, характерными и для улканской свиты. Напомним, что K-Ar возраст эффузивов элгэтейской свиты 1615 млн. лет, а U-Pb — 1840 млн. лет. С.В. Нужнов, принимая за нижнюю границу протерозоя 2000 млн. лет, отнес весь уянский комплекс к нижнему протерозою. Согласно ныне принятой шкале расчленения докембрия, это средний протерозой.

Уянский комплекс залегает несогласно на кристаллическом фундаменте Маймаканской (Маймаканско-Омнинской) структуры и Джугджурского хребта и вполне отвечает геоантиклинальному этапу развития этой структуры. Аналогичные осадочно-вулканогенные геоантиклинальные образования, сопоставляемые с топориканской и элгэтейской свитами, А.А. Беэр выделяет также в упомянутой Джугджурской зоне, обрамляющей Юдомо-Майскую миогеосинклинали с востока.

Трехкилометровая толща пород уянского комплекса, несомненно, погружается под Юдомо-Майскую зону, где подстилает рифейские отложения. Однако геоантиклинальный характер комплекса здесь, вероятно, не выдерживается. По нашему мнению, прогибание Юдомо-Майской миогеосинклинали еще в среднем протерозое сопровождало поднятие геоантиклинальных Маймаканской и Верхнемайской структур. Под самым прогибом характер вулканических процессов и седиментации в этом случае мог отвечать депрессионному режиму. Скорее всего, здесь были подводные базальтовые излияния, одновременно с которыми в геоантиклинальных зонах проявлялся преимущественно наземный вулканизм с участием щелочных производных базальтовой магмы.

Здесь же напомним о наличии производных базальтовой магмы в низах билякчанской толщи, а также о возможной принадлежности ее к единому комплексу, включающему образования от нижнего протерозоя до рифея, а затем и нижнекембрийскую курунгурияхскую свиту. Иными словами, в Юдомо-Майской миогеосинклинали можно предполагать непрерывный разрез докембрия и кембрия, в котором складчато-метаморфический фундамент не обособлен. Рифейско-нижнекембрийские отложения отвечают миогеосинклинальному этапу развития, которому и здесь предшествовал эвгеосинклинальный этап. На рис. 44 показано строение зоны перехода от Алданского шита к Юдомо-Майской миогеосинклинали для кембрийского периода в нашей трактовке.

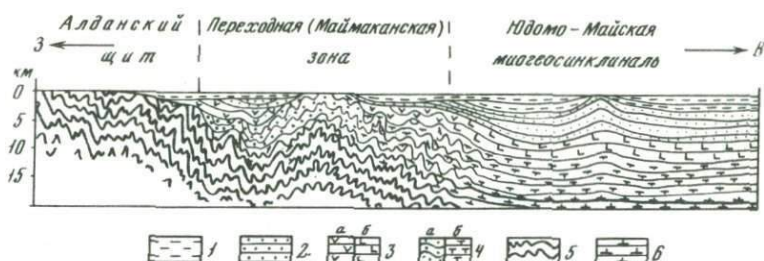


Рис. 44. Зона перехода от Алданского шита к Юдомо-Майской геосинклинали в кембрии

1 — кембрий; 2 — рифей; 3 — средний протерозой — уянский комплекс с наземными эффузивами андезитовой формации (а) и продуктами подводного базальтового вулканизма (б); 4 — верхний архей — нижний протерозой — батомгская серия, преимущественно осадочная (а) и с основными эффузивами (б); 5 — алданский кристаллический комплекс; 6 — то же, с метаэффузивами основного состава

На ряде палеогеографических схем С.В. Нужнов рисует замыкание рифейско-кембрийской Юдомо-Майской мегаосинклинали на юге. Если допускать возможность подземного продолжения Маймаканской складчато-метаморфической структуры, то, вероятно, в какой-то мере это так. Но, скорее всего, в рифейское время здесь был лишь подводный вал. Это с очевидностью вытекает из тех палеогеографических схем С.В. Нужнова [1967, фиг. 7, 16, 20, 26], на которых изолинии мощности отдельных свит рифея даже до 1000 м упираются в южную границу седиментационного бассейна. Более естественно предполагать продолжение седиментационного прогиба на юг в сторону Аянского района, где только видимая часть рифейско-кембрийского геосинклинального комплекса, очень сходного по литолого-формационному составу с юдомо-майским, имеет мощность около 5 км. Именно здесь устанавливаются палеогеографические связи рифейско-кембрийской Юдомо-Майской геосинклинали с Монголо-Охотской; эти же связи существовали и позднее.

#### СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЮДОМО-МАЙСКОЙ МИГЕОСИНКЛИНАЛИ И СЕТТЕ-ДАБАН

В северном направлении рифейские отложения прослеживаются до бассейна р. Аллах-Юнь и затем погружаются под мощный комплекс палеозойских образований. Здесь особенно отчетливы описанные В.А. Ивановым [1964] субмеридиональные антиклинальные структуры, разделенные синклиналями (рис. 45).

Непосредственно к Алданскому шиту и Маймаканской зоне, перекрытым чехлом маломощных кембрийских отложений, примыкает Кыллахский выступ. Этот выступ В.А. Иванов [1964] считает

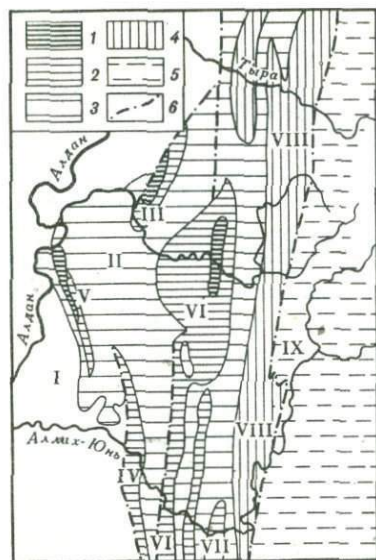


Рис. 45. Тектоническая схема Южного Верхоянья по В.А. Иванову [1964]

1 - рифей; 2, 3 - кембрий: 2 - нижний, 3 - средний; 4 - верхний кембрий - нижний карбон; 5 - верхний карбон - триас; 6 - разломы. I - Алданский шит; II - Кыллахский выступ; антиклинали: III - Эбейко-Хаяхтинская, IV - Усть-Сахаринская, V - Кыллахская, VI - Горностахская, VII - Улахан-Бомская, VIII - Сетте-Дабан; IX - Южно-Верхоянский синклиорий

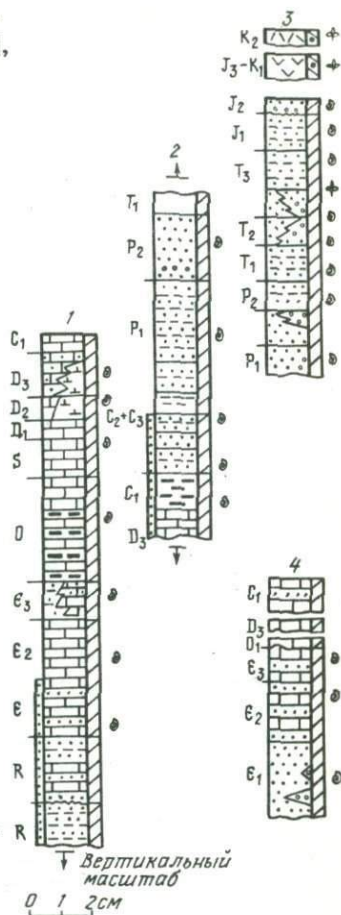
окраинной Сибирской платформы. Он характеризуется спокойным залеганием кембрийской толщи. Но вдоль западного края выступа пологое залегание кембрия осложняется антиклинальными структурами - Усть-Сахаринской, Кыллахской и Эбейко-Хаяхтинской. В их ядрах выступает рифейский комплекс, вскрытый до горизонтов не древнее учурской или майской серии. К нему по Джукатскому разлому примыкает сложная структура Сетте-Дабана. На Тектонической карте Евразии [1966] она обозначена как Сетте-Дабанский антиклинорий, протянувшийся более чем на 500 км. Ряд субпараллельных антиклинальных и синклинальных складок, составляющих антиклинорий, осложнен крупными разрывными нарушениями, придающими ему характер складчато-глыбового поднятия.

В восточном крыле Джукатского разлома протягивается Горностахская антиклиналь, в ядре которой залегает рифейский миогеосинклинальный комплекс. Следует рассматривать эту антиклиналь как осевую зону антиклинория. Восточнее, в бассейне р. Аллах-Юнь, расположена Хотунская синклиналь, выполненная отложениями от среднекембрийских до среднеордовикских, но в ядрах антиклиналей второго порядка выступают нижнекембрийские, местами рифейские отложения. Еще восточнее структура антиклинория осложняется опрокинутой на восток Сетаньинской антиклиналью. В подвернутом восточном крыле ее обнажается полный разрез от кембрийских до нижнекаменноугольных отложений. Наконец, за зоной продольных разрывных нарушений появляются верхнепалеозойские и мезозойские отложения западного крыла Южно-Верхоянского синклиория.

На юге структура Сетте-Дабана характеризуется воздыманием шарниров складок. В связи с этим на Юдомо-Майском междуречье происходит замыкание синклиналей и в южной части Юдомо-Май-

Рис. 46. Сводные разрезы толщ Сетте-Дабана по Б.С. Абрамову [1965, 1974], В.Н. Андрианову [1966], А.К. Башарину [1967], С.В. Бомохотову [1961 и др.], В.А. Иванову [1965], К.К. Левашову [1974 и др.], Ю.М. Пушаровскому [1957], Ян-Жин-Шину [1960а, б и др.]

Колонки: 1 — ядро антиклинория Сетте-Дабана и Горностахская антиклиналь; 2 — восточное крыло антиклинория; 3 — Южно-Верхоянский синклиниорий; 4 — Верхнемайский антиклинорий. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.



ской миогеосинклинальной зоны имеют развитие только кембрий и рифей. В северном направлении, наоборот, погружение шарниров вызывает замыкание структуры антиклинория по верхнепалеозойским отложениям. Это происходит в бассейне р. Томпо, где субмеридиональное простирание антиклинория изменяется на субширотное.

Изучение рифейско-палеозойского комплекса Сетте-Дабана имеет почти сорокалетнюю историю, но основа современная стратиграфическая схема разработана сравнительно недавно [Пушаровский, 1957; Ян-Жин-Шин, 1960а, б; Иванов, 1964; Беэр, 1965; Андрианов, 1966; Башарин, 1967; Абрамов, 1969, 1974; Левашов, 1974]. Установлены почти все подразделения рифея и палеозойской группы (см. рис. 45). Однако до недавнего времени считалось несомненным отсутствие в Сетте-Дабане среднекаменноугольных отложений, что связывалось с герцинским складкообразованием. Только в 60-х годах непрерывность разреза от рифея до верхней перми стала очевидной. Мало того, в прилегающей окраине Южно-Верхоянского синклиниория разрез палеозоя Сетте-Дабана наращивается триасовыми и нижнеюрскими морскими отложениями. Общий характер разреза определяется преобладанием терригенных и карбонатных осадков. Однако в кембро-ордовикской его части участвуют также девонско-нижнекаменноугольной толщи Северного Сетте-Дабана установлены и эффузивы спилито-диабазовой формации, обнаруженные в последнее время в виде прослоев и в верхнепалеозойской толще.

Суммарная стратиграфическая мощность всего осадочного комплекса до 25 км. Истинная же мощность в отдельных структурных

зонах должна быть намного меньшей, так как имело место смещение в восточном направлении зон интенсивного прогибания и седиментации. В этом же направлении происходило последовательное вовлечение зон в складкообразование и поднятие.

Формирование Горностахского антиклинория началось в позднем рифее, но смежные с ним седиментационные прогибы продолжали существовать до среднего ордовика, после чего и они были вовлечены в поднятие. Зона геосинклинальной седиментации при этом переместилась далее на восток (рис. 46, колонка 1), где на ее месте в позднем палеозое сформировалась Сэтанынская опрокинутая антиклиналь. В этой зоне седиментация преимущественно карбонатных осадков продолжалась вплоть до раннего карбона, причем в среднем и особенно в позднем девоне и нижнем карбоне накопление осадочного материала местами сопровождалось подводным вулканизмом, связываемым К.К. Левашовым с рифтообразованием.

По В.А. Иванову, поздний девон является временем отделения Сетте-Дабана от смежной (к востоку продолжавшей свое развитие) геосинклинали. С раннего карбона Сетте-Дабан (вероятно, включая зону Сэтанынской антиклинали) испытывал складкообразование и поднятие, причем в среднем карбоне складкообразование завершилось на всей территории Сетте-Дабана, захватив и его краевые восточную и северную части. В это время регион приобретает свой основной структурный план и в дальнейшем является областью относительного поднятия по сравнению со смежной к востоку геосинклиналью [Иванов, 1964]. Таким образом, область геосинклинальной седиментации переместилась еще дальше на восток, в краевую зону Южно-Верхоянского синклинория, где на рубеже с последним в окраинной части Сетте-Дабанского антиклинория и установлен непрерывный разрез каменноугольных и пермских отложений (см. рис. 46, колонка 2), в котором наблюдается общее обогащение обломочным материалом за счет почти полного исчезновения карбонатных пород. Мощность каменноугольных и пермских отложений здесь достигает 8,5 км [Абрамов, 1969; Андрианов, 1966]. В Южно-Верхоянском синклинории разрез наращивается мезозоем (см. рис. 46, колонка 3).

О верхнепалеозойских, как и о мезозойских, отложениях, составляющих верхоянский геосинклинальный комплекс, говорится в следующих разделах. Здесь же лишь остановимся на некоторых общих вопросах геологии Сетте-Дабана.

#### **Общий характер развития Юдомо-Майской и Сетте-Дабанской структур**

Из сказанного выше вытекает наиболее вероятный вывод об отсутствии общих для Сетте-Дабанского антиклинория и Юдомо-Майской зоны структурных этажей. Антиклинальные структуры возникли и развивались одновременно начиная с рифея в общей последовательности с запада на восток. Если учесть структуры Маймаканской зоны протерозойского периода, то последовательный ряд не нарушит-

ся, но лишь пополнится наиболее древним (среднепротерозойским) самым западным звеном.

Следует иметь в виду и другую закономерность — общее омоложение складчатых структур в направлении с юга на север, т.е. по их простиранию. На юге Юдомо-Майского района завершающий этап складкообразования вряд ли выходил за рамки позднего кембрия или ордовика. В центральной части Сетте-Дабана, в его осевой зоне, этот этап приходится на средний карбон. В северной же (замковой) части антиклинория участвует почти весь разрез палеозоя, включая пермские отложения. Эта закономерность, выражающаяся в продольной разновозрастности складчатых структур, обычна; ранее она была подмечена Ю.М. Пушаровским [1961].

Особенностью Сетте-Дабана, отчасти и Юдомо-Майской зоны, является незначительное распространение гранитоидных интрузивов и продуктов вулканической деятельности. Подводный базальтовый вулканизм проявлялся в небольших масштабах и эпизодически в девоне и раннем карбоне, хотя участие в разрезе кремнистых пород позволяет предполагать его как в более ранние, так и в более поздние эпохи. Все это как бы подчеркивает миогеосинклинальную природу Юдомо-Майской зоны и Сетте-Дабана, что и явилось дополнительным доводом в пользу гипотезы заложения здесь геосинклинального бассейна на сиалической основе. Главным же доводом является несогласное залегание рифей на дорифейских структурах смежных участков Алданского щита и Маймаканской зоны. А.К. Башарин квалифицирует Юдомо-Майскую миогеосинклиналь как эпикратонную, полагая, что это предрифейское несогласие обязательно должно распространяться на глубине и на ее пределы. Подтверждение этому он видит в наличии выходов метаморфических пород в Верхнемайском антиклинории и в Джугджурской зоне, которые принимает за выступы Охотского массива, будто бы составлявшего единое целое с Алданским щитом.

Другой довод А.К. Башарина [1967, с. 105] — то, что "формации, развитые в прогибе, аналогичны платформенным, латерально продолжают на жесткие элементы и составляют с последними единые тела". Отсюда вытекает как бы логичное следствие: раз формации платформенные, то и прогиб развился на платформе. Но эти же формации и миогеосинклинальные. Они представлены мелководными морскими терригенными и карбонатными образованиями, которые могут быть и платформенными, и миогеосинклинальными, и эпокеаническими ортогеосинклинальными, отвечающими поздним стадиям развития последних.

Как уже указывалось, дорифейский фундамент под очень глубоко погружавшимся Юдомо-Майским прогибом гипотетичен и, по нашему мнению, скорее всего, отсутствует. Переходную зону в области Сетте-Дабана мы склонны трактовать так же, как и Юдомо-Майскую миогеосинклиналь, но с учетом тех особенностей центральной зоны Сетте-Дабана, которые сообщили эвгеосинклинальные черты кембро-ордовикской (кремнистые породы) и девонской (спилиты, диабазы) толщам.

## ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

В бассейне р. Томпо Сетте-Дабанский антиклинорий начинает затухать. Здесь вся толща, охватывающая разрез от рифея до нижнего карбона, погружается под верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения и вновь выходит на поверхность в осевой части мегантиклинория. Несмотря на различные мощности, сходство видимой части доверхнепалеозойского разреза Северного Верхоянья с разрезом Сетте-Дабана настолько разительно, что проявление морской седиментации по крайней мере от рифея до карбона в пределах всей центральной части Верхоянского антиклинория не вызывает сомнения. На левобережье р. Томпо наблюдается последовательная смена согласно залегающих толщ, начиная от верхнерифейских и кембрийских и кончая пермскими и нижнетриасовыми. Это указывает на возможность непрерывного накопления осадков и севернее, по крайней мере в пределах большей части мегантиклинория.

Не останавливаясь на описании верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений, выделенных еще Н.П. Херасковым в верхоянский комплекс и хорошо известных начиная с его работ, отметим только решительное преобладание в составе этих отложений терригенных пород [Вихерт, 1960; Коссовская и др., 1960; Геологическое..., 1961; Возин, 1962; и др.]. В осевой зоне мегантиклинория мезозойские отложения почти всюду отсутствуют (рис. 47, колонка 7), но почти полные разрезы мезозоя изучены западнее, в Предверхоянском прогибе, и восточнее, в Яно-Индибирском мегасинклинории.

Это могло бы служить основанием предполагать возникновение с конца пермского периода сплошного складчатого барьера, отделившего морские и пресноводные водоемы Предверхоянского прогиба от Яно-Индибирского геосинклинального бассейна. Но А.В. Ви-

---

Рис. 47. Сводные разрезы отложений центральных и северных районов Верхоянской геосинклинальной области

*Колонки:* 1 - Хатангский прогиб [Сакс, Егорова, 1957; Ивановская, 1967]; 2 - кряжи Чекановского и Пронишева и Нордвикский район [Геология..., 1966; Сягаев, 1957; и др.]; 3 - Предверхоянский прогиб, северная часть [Атласов, 1957; Тектоническое..., 1964]; 4 - северная часть Верхоянского мегантиклинория [Атласов, 1957 и др.; Виноградов, 1961; Межвилк, 1958; и др.]; 5 - восточное крыло северной части Верхоянского мегантиклинория; 6 - южная часть Предверхоянского прогиба [Тектоническое..., 1964]; 7 - центральная часть Верхоянского мегантиклинория [Возин, 1962; Вихерт, 1960; Геологическое..., 1961]; 8-10 - Яно-Индибирский мегасинклинорий (данные те же): 8 - бассейн рек Дугалан и Сартанг, 9 - бассейн р. Адычан, 10 - Куларский антиклинорий; 11 - Полоусный синклинорий [Тектоническое..., 1964]; 12 - о-в Большой Ляховский и мыс Святой Нос [Лобанов, 1957].  
Условные обозначения см. на рис. 3



херт и его соавторы обосновали наличие широкого пролива между указанными бассейнами. В.В. Панов допускал существование до начала юрского периода даже нескольких проливов, разделявших ряд островов. Общность морской фауны, в ряде случаев и общность разрезов триасовых отложений, развитых по обе стороны мегантиклинория, говорят о вероятности этого предположения. Таким образом, в позднепермское время в центральной части антиклинория возникла гряда мелких островов, в процессе разрастания которых к концу раннеюрской эпохи и произошло их слияние в сплошной горный барьер. Это явилось результатом медленного складкообразования, импульсы которого внутри пермо-триасовой толщи отмечены лишь слабыми несогласиями, чаще же параллельными перерывами, исчезающими к западу и востоку. В южной части Предверхоянского прогиба, т.е. где складчатость в мегантиклинории проявилась интенсивнее и раньше, ранне-нижне- и среднетриасовые отложения имеют характер молассы (см. рис. 47, колонка 6). Севернее молассоидным характером отличается и вся более южная часть мезозойского разреза, и даже палеогеновый (см. рис. 47, колонка 3). От типичных островных дуг мезозойская Верхоянская островная дуга отличалась слабым проявлением вулканизма, хотя в молассовой толще Предверхоянского прогиба, начиная с ее поздне-триасовой части, встречается галька пород андезитовой формации, поступавшая с мегантиклинория.

#### СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Кембрийская известняковая толща в Хараулахских горах известна еще со времен экспедиций Э.В. Толя и И.П. Толмачева. Позднее были обнаружены отложения, как подстилающие, так и перекрывающие кембрийские, причем установлено, что большая часть рифейско-палеозойского комплекса (см. рис. 47, колонка 4), распространенного в Хараулахском, Туорасинском и Орулганском антиклинориях, образована существенно карбонатными толщами, в разрезе которых на основании палеонтологических данных выделены почти все основные стратиграфические подразделения от верхнего рифея до нижнего карбона; в составе девонской толши имеются также основные эффузивы и ангидриты [Атласов, 1957, 1960; Межвилк, 1958; Лазуркин, 1959; Виноградов, 1961; Тектоническое..., 1964; и др.].

На основании присутствия в низах разреза пачки конгломератов и песчаников предполагалось преднижекембрийское несогласие. Но эта пачка имеет межформационный характер; граница же между рифеем и кембрием по ее подошве, вероятно, проведена традиционно. Имеются достаточные основания полагать, что весь карбонатный разрез здесь, как и в Сетте-Дабане, является непрерывным. Это подтверждается и на Новосибирских островах, где карбонатный разрез представлен всеми подразделениями нижнего и среднего палеозоя, вплоть до среднего карбона [Лобанов, 1957; Косько и др., 1975]. В сводовой части антиклинория средный и верхний

карбон обычно отсутствуют и пермские отложения (в Хараулахском антиклинории и нижний карбон) залегают несогласно на подстилающих толщах. Вышележащие мезозойские и третичные образования здесь также имеют геоантиклинальный характер и представлены отлагавшимися в локальных зонах прибрежно-морскими (триас и юра) и континентальными угленосными (мел и палеоген) осадками, разделенными перерывами.

В целом геосинклиальный комплекс Хараулахского и Орулганского антиклинориев сходен с комплексом Сетте-Дабана, но отличается несколько меньшей мощностью и завершением непрерывного разреза нижним карбоном, выше которого залегают геоантиклинальные формации, характеризующие неполный разрез сокращенной мощности. Как и в Сетте-Дабане, магматизм здесь проявлялся слабо, хотя внедрение диабазовых силлов и даек происходило в рифее, позднем девоне, раннем триасе и кайнозое [Биджиев и др., 1974], причем здесь, как и южнее, вплоть до Сетте-Дабана, Ю.П. Ивсен и В.А. Амузинский [1973] обосновали существование раннемезозойского ленского базальтоидного вулканоплутонического комплекса.

Предверхнепалеозойское несогласие в Хараулахском антиклинории локально, так как в его восточном крыле описан непрерывный песчано-глинистый разрез мощностью до 10 км, большая нижняя (немая) часть которого условно отнесена к среднему карбону, хотя она может включать и более древние слои. Выше на основании палеонтологических данных выделяются московский ярус, верхний карбон, а затем нижняя и верхняя пермь (см. рис. 47, колонка 5). Разрез наращивается всеми тремя отделами триаса и нерасчлененными юрскими отложениями.

#### КРЯЖ ЧЕКАНОВСКОГО И КРЯЖ ПРОНИЩЕВА

В районе дельты Лены мегантиклинорий дугообразно изгибается на запад и продолжается в виде прибрежных антиклинальных структур кряжа Чекановского и кряжа Пронищева, затухающих в Нордвикском районе. В этой антиклинальной зоне, осложняющей Хатангский прогиб, разрез геосинклиального комплекса (охарактеризованный при описании Хатангского прогиба) также наращивается местами всеми тремя отделами триаса, а в крыльях структур — морскими юрскими и валанжинскими отложениями. В сводах структур несогласия отмечены в основании верхнего триаса, а на крыльях — в основании юры, валанжина и надваланжинских отложений (см. рис. 47, колонки 1, 2, 3).

#### ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВЕРХОЯНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Развитие Верхоянского мегантиклинория началось еще в раннем палеозое с образованием антиклинальных структур в зоне Сетте-Дабана. Далее процесс его формирования растянулся на всю палеозойскую, а затем и на мезозойскую эры. В позднем палеозое острова появились в районах Орулганского и Хараулахского кряжей, а в поздней перми они возникли почти на всем протяжении

мегантиклинория. В триасе и ранней юре началось слияние островов в крупные участки суши, и только в средней юре образовался горный барьер в виде сложной, но единой складчатой морфоструктуры, протянувшейся почти на 2000 км. До валанжинского века ее островной характер сохранялся только в структурах, осложнявших Хатангский прогиб. Восходящее развитие мегантиклинория обусловило в его пределах, а затем в зоне его крыльев геантиклинальный режим седиментации. Обломочный материал поступал со стороны размывавшихся островных структур в Предверхоанский прогиб, в котором отложения приобрели характер молассовой формации (см. рис. 47, колонки 3 и 6). Последние не всюду сохранились или хорошо выражены и не везде образованы грубообломочным материалом. Значительное участие конгломератов и крупнозернистых песчаников в триасовых и нижнеюрских отложениях отмечается главным образом в крыльях южных участков мегантиклинория. Очень большая их мощность свидетельствует о синорогенной седиментации. Сетте-Дабан и отходящие от него на северо-запад структуры представляли собой интенсивно разрушавшиеся высокие горы. Но этого нельзя сказать о центральной и северной частях островной Гряды, обладавшей, скорее всего, низкоречным рельефом. Ю.М. Пушаровский, отмечая отсутствие типичной молассовой формации, вероятно, имел в виду именно эти части мегантиклинория.

Формирование складчатой структуры мегантиклинория растянулось на несколько геологических периодов. Протекая крайне медленно, оно осложнялось импульсами, которые невозможно уверенно сопоставить с какими-либо планетарными эпохами тектогенеза. Вряд ли процессы складкообразования и поднятий здесь закончились к концу мезозоя, так как молассой местами (например, в северной части мегантиклинория) представлены мощные палеогеновые отложения. Здесь мы видим пример разновозрастности структуры антиклинория, разраставшегося по простиранию в течение палеозоя и всей мезозойской эры.

Выше отмечалась особенность мезозойской Верхоянской островной дуги, отличавшейся крайне слабым проявлением наземного вулканизма и гранитоидного магматизма. Конкретные данные о присутствии на глубине докембрийского складчато-метаморфического фундамента как самостоятельного структурного этажа отсутствуют.

## ЯНО-ИНДИГИРСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

### ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Область геосинклинальной седиментации, продолжавшейся местами почти до конца юрского периода, располагалась в основном между Яно-Индигирским мегантиклинорием и Момо-Полоусной складчатой дугой (см. рис. 41). Следуя К.Б. Мокшанцеву и его соавторам [Тектоническое..., 1964], мы называем эту область Яно-Индигирским мегасинклинорием, в котором выделяется ряд анти-

клинориев (и "глыбовых поднятий") — Хунхадинский, Нельгекинский, Куларский, Эльгино-Адычанский, Сунтаро-Лабынкирский, а также синклинориев — Омолонский, Сартангский, Иньяли-Дебинский, но рассматриваем его вместе с северными и южными ветвями (см. рис. 47).

Северо-западная ветвь проходит через дельту Лены и погружается под шельф моря Лаптевых, причем дальнейшим ее продолжением может являться северная зона Хатангского прогиба. Северо-восточная ветвь отвечает Ольдгойскому прогибу (и сопровождающему его южный край Полоусному синклинорию), погружающемуся под шельф Восточно-Сибирского моря. Раздвоение на эти две ветви намечается мезозойскими структурами Куларского антиклинория и Шелонского поднятия. Севернее последних в пределах арктического шельфа выступают и более древние структуры Новосибирских островов. Судя по смене карбонатных формаций терригенными [Лобанов, 1957; Виноградов и др., 1974], возникновение островной суши могло начаться в позднем палеозое. Еще севернее, на продолжении структур больших островов Новосибирского архипелага, через Северный Ледовитый океан протягивается подводный хребет Ломоносова, рассматриваемый некоторыми геологами как горстово-глыбовое поднятие, являющееся реликтовой структурой гипотетической Гиперборейской платформы [Тектоника..., 1977].

На юге мегасинклинорий раздваивается древним Охотским массивом. Расположенную западнее его ветвь составляют Южно-Верхоянский синклинорий и Ульяновский прогиб, разделенные Верхнемайской антиклинальной структурой. Юго-восточная ветвь, отвечающая большей части Яно-Кольмской синклинальной зоны, прослеживается далеко на восток, через верховья Индигирки до бассейна верховьев Кольмы.

Давно утвердилось представление об эпиплатформенной природе Верхоянской геосинклинали. В ее основе якобы залегает архейский гнейсовый фундамент с терригенно-карбонатным рифейско-нижнекаменноугольным платформенным чехлом. Миогеосинклинальный верхоянский комплекс наложился на этот чехол, а местами непосредственно на гнейсы и в течение мезозоя подвергался складкообразованию. В пользу этого утверждения приводятся главным образом косвенные аргументы: "платформенный" характер рифейско-нижнекаменноугольной толщи в обрамлении мегасинклинория, слабое проявление в его пределах магматизма, геофизические данные и др. Единственным прямым подтверждением мог бы служить выступ древнего гнейсового комплекса Охотского массива, на строении которого мы прежде всего и сосредоточим внимание.

#### ОХОТСКИЙ МАССИВ

В 300 км к востоку от Алданского щита в верховьях рек Охота, Ульбея и Кухтуй расположены выходы метаморфических пород, слагающих ядро антиклинорной структуры протяженностью около 100 км и площадью до 3500 км<sup>2</sup>. Эти выходы и известны как

Охотский массив, хотя имеется и более широкое его понимание (рис. 48), согласно которому вместе с якобы погребенными своими частями он занимает огромное пространство (до 100000 км<sup>2</sup>), прилегающее к Охотскому морю и распространяющееся в его пределы.

На рис. 49 показан схематический сводный разрез слагающих массив метаморфических и осадочных толщ, а на рис. 50 приведена схема сопоставления ряда конкретных разрезов массива и соседних районов.

В 40-х годах Т.П. Воронков, И.П. Васецкий, Г.Н. Чертовских, Н.С. Чугунов и другие выделили в пределах массива два комплекса: 1) гнейсовый и 2) кварцито-известняково-сланцевый. Возраст последнего предполагался ранне-среднепалеозойским, но позднее на основании находок строматолитов в его составе были выделены рифейские отложения [Резанов, 1959]. На основании очень высокой степени метаморфизма гнейсовый комплекс был сопоставлен с алданским археем. Возникло понятие об Охотском остаточном срединном массиве, нашедшем с 50-х годов отражение почти на всех тектонических картах и схемах. Строение массива изучалось многими геологами, но наиболее важные данные о его древней структуре содержатся в работах С.И. Гаврикова [1965], А.К. Башарина [1967], Г.С. Гнибиденко [1969, а, б] и особенно Г.А. Гринберга [1968], Б.М. Чикова [1970, 1978], В.Г. Королькова и др. [1974], Ф.Ф. Вельдяксова и др. [1970, 1973], Р.Б. Умитбаева [1963], Р.Б. Умитбаева, Ф.Ф. Вельдяксова [1977], О.В. Авченко [1977].

Дорифейский гнейсовый комплекс. В составе комплекса, по данным Г.А. Гринберга, Б.М. Чикова, уточненным В.Г. Корольковым, выделяются три согласно залегающие толщи (см. рис. 50, колонка 3). Нижняя, слагающая ядро антиклинория, представлена амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, основными плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и линзами кварцитов и кальцифиоров, а также линзообразными телами эклогитовых сланцев, размещенными среди амфиболитов. Мощность ее до 3 км. Средняя, слагающая крылья антиклинория и ядра купольных структур диаметром 5–20 км, представлена пластообразными телами биотитовых, биотит-гранатовых, гранатовых и гиперстен-биотитовых гнейсов и подчиненными им пластообразными же и линзовидными телами плагиоклазовых кристаллических сланцев, реже мраморов, гранат-диопсидовых пород. Мощность 12 км. Верхняя, обнаженная в крыльях указанных структур, состоит из переслаивания пластообразных тел амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов, красных микроклиновых гранитов и основных плагиоклазовых кристаллических сланцев. Мощность 6 км. Оценка В.Г. Корольковым суммарной мощности комплекса (более 20 км), вероятно, сильно преувеличена. Г.А. Гринбергом, Б.М. Чиковым, О.В. Авченко она определялась не более 7–8 км, что, вероятно, правильнее, так как В.Г. Корольков, по мнению Р.Б. Умитбаева и Ф.Ф. Вельдяксова [1977], допускал дваивание разрезов при их изучении.

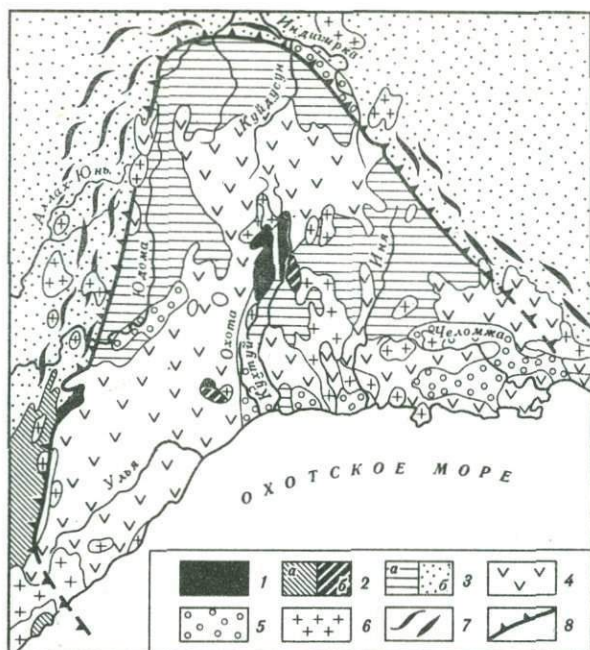


Рис. 48. Тектоническая схема Охотского массива по Б.М. Чикову [1978]

1 — комплекс фундамента; 2 — геосинклинальный рифейско-палеозойский складчатый комплекс вне массива (а) и в пределах массива (б); 3 — сингеосинклинальный палеозойско-мезозойский ярус чехла (а) и одновозрастные геосинклинальные отложения прилегающих складчатых зон (б); 4 — эпигеосинклинальные осадочно-вулканогенные образования верхней юры-палеогена; 5 — наложенные неогеновые впадины; 6 — гранитоиды; 7 — ориентировка складок в обрамлении массива; 8 — граница массива

По первоначальному составу гнейсовый комплекс отвечает главным образом основным ортопородам, преимущественно вулканогенным, вероятно составляющим спилито-диабазовую, частично и спилито-кремнистую формации, причем в средней толще заметную роль играли и пелитовые терригенные (?) осадки; встречаются мраморы и кальцифиры. Не вызывает сомнения, что накопление исходного, преимущественно вулканогенного материала происходило в морском (океаническом) бассейне, что, вероятно, могло иметь место при формировании океанической коры.

По Г.А. Гринбергу, Б.М. Чикову, О.В. Авченко, породы комплекса метаморфизованы в условиях высокотемпературной гранулитовой фации, соответствующей, по классификации А.А. Маракушева, наиболее глубокой сутамской фации метаморфизма, происходившего

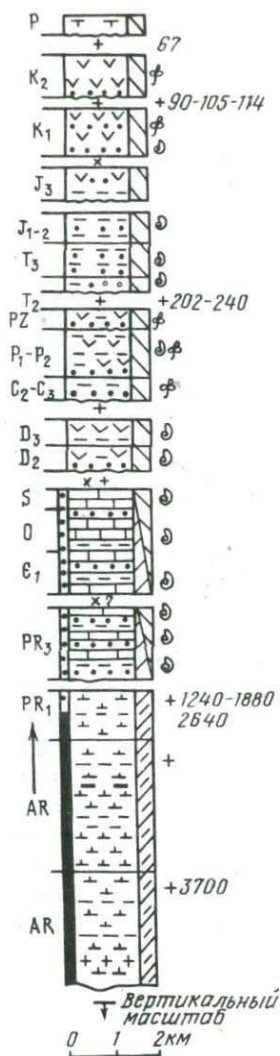


Рис. 49

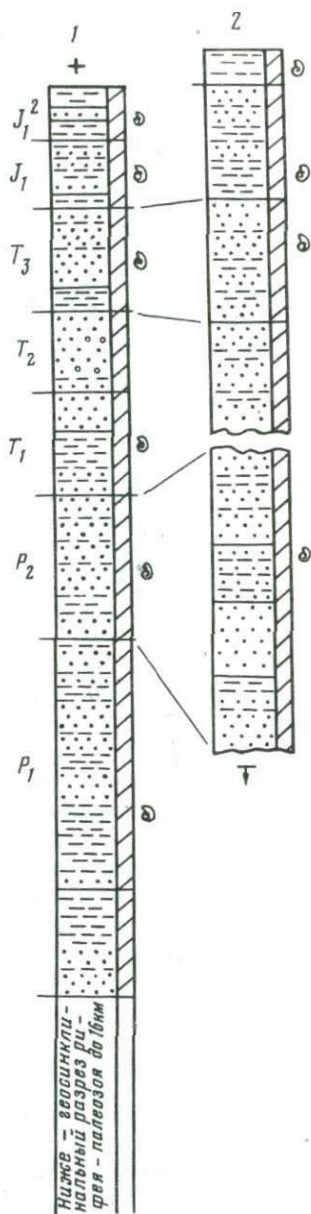


Рис. 50

Рис. 49. Сводный разрез отложений Охотского массива и ближайших районов по А.К. Башарину [1967], И.А. Резанову [1959], С.И. Гаврикову [1965], Г.С. Гнибиденко [1969], Г.А. Гринбергу [1968], Б.М. Чикову [1975, 1978], Ф.Ф. Вельдякову и Е.Г. Пескову [1973], Р.Б. Умитбаеву и Ф.Ф. Вельдякову [1977] и др.

Условные обозначения см. на рис. 3

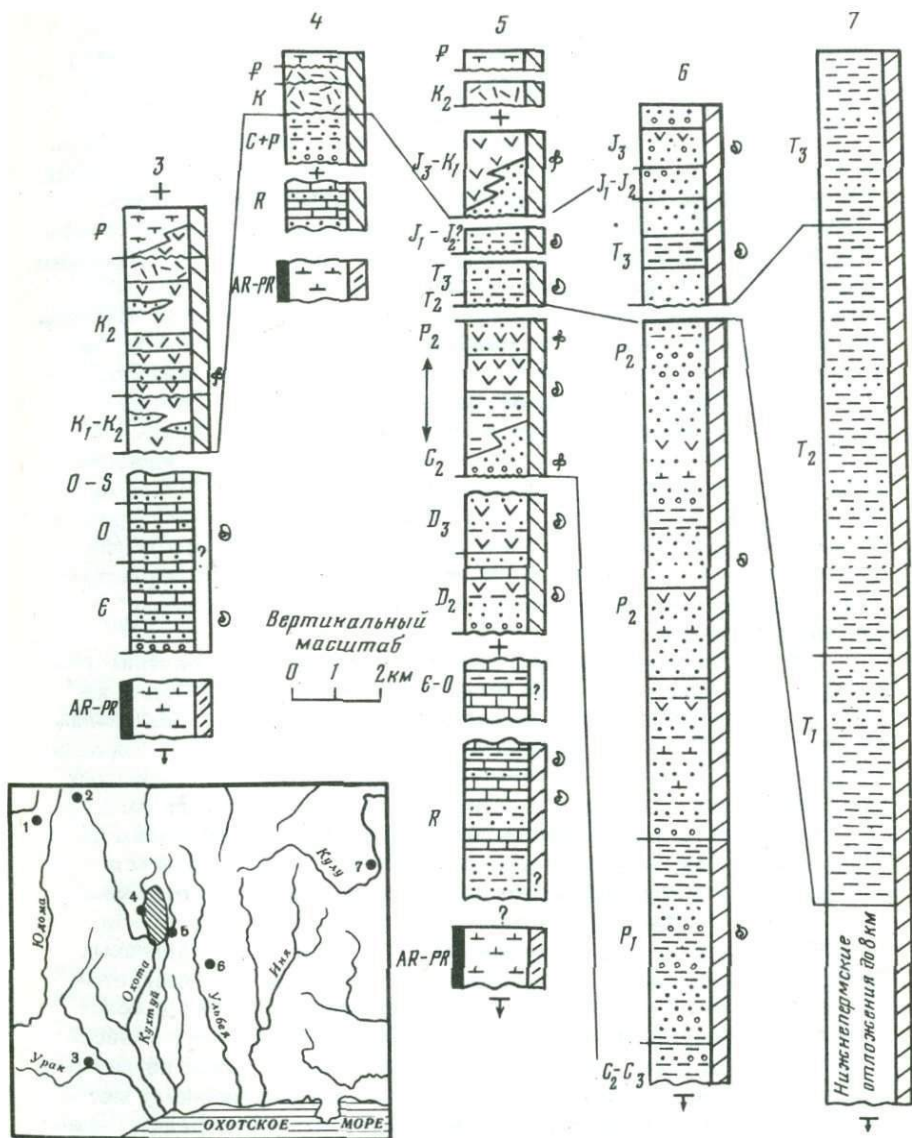


Рис. 50. Разрезы рифейских и послерифейских отложений Охотско-Кузнецкого массива и смежных геосинклиналий (по тем же данным, что и на рис. 49)

Колонки: 1 - Южно-Верхоянский синклиорий; 2 - Кудусунская зона; 3 - р. Урак; 4 - Кухтуйский блок; 5 - восточное крыло массива - междуречье Гусинки и Ульбеи; 6 - междуречье Ульбеи и Ини; 7 - р. Кулу. Условные обозначения см. на рис. 3

при менявшемся давлении. Породы всего комплекса местами мигматизированы, в той или иной степени окварцованы, калишпатизированы и диафторированы. Среди них, особенно в низах комплекса, размещены пластовые и секущие тела пикросенитов, перидотитов, габбро, диоритов, граносиенитов, андезитов [Вельдяков, 1974; Умитбаев, Вельдяков, 1977; Авченко, 1977].

Ряд К-Аг определен возраст пород по биотиту укладывается в интервал 1240–1880 млн. лет при одном значении 2640 млн. лет, полученном по валовой пробе биотит-амфиболового гнейса [Гринберг, 1968; Чиков, 1970]. Это позволяло допускать архейский возраст гнейсового комплекса и сопоставлять его с алданским. Позднее В.Г. Корольков, В.А. Рудник, Э.В. Собонович [1974] получили результаты свинцового изохронного исследования. По изотопным отношениям значения возраста варьировали от 1100 до 4100 млн. лет. Значительный их разнос был объяснен выносом свинца или привносом урана во время "жизни" пород. Поэтому было получено также значение и Th-Pb изохронного возраста — 3300 млн. лет. После этого из-за миграционной неустойчивости свинца и урана можно было бы свинцовые изохронные датировки не учитывать. Но авторами все же как наиболее вероятное принято среднее от 3300 до 4100 значение 3700 млн. лет, что могло бы указывать на исключительную древность пород, превосходящую даже возраст алданского комплекса. Это вызывает сомнение в возрастной оценке.

Следует иметь в виду, что указанное усредненное значение относится в основном к нижней толще комплекса (только одна из пяти изученных проб взята из средней и не привязана к какой-либо ее части). В то же время возраст 3700 млн. лет В.Г. Корольковым и его соавторами отнесен к исходному субстрату основных кристаллических сланцев или ко времени его первого регионально-метаморфизма и ультраметаморфизма. Региональный метаморфизм, прогрессирующий до гранулитовой фации, мог начаться задолго до окончания образования всего комплекса и происходил в процессе погружения его на большую глубину, но завершился ультраметаморфизмом (мигматизацией и инъекциями палингенных гранитоидов), вероятно сопровождавшим формирование складчато-метаморфической структуры. Так как усредненный Th-Pb возраст 3700 млн. лет может относиться к исходному материалу гнейсового комплекса и мы уверенно не можем сказать, какая из датировок от 1100 до 3700 млн. лет относится к гранулитовому метаморфизму и ультраметаморфизму, вопрос о возрасте складчато-метаморфической структуры остается открытым. По залеганию на гнейсовом комплексе рифейской толщи определяется лишь верхний предел возраста образованной им складчато-метаморфической структуры, что не исключает участия в нем не только архейских, но и ниже-среднепротерозойских пород.

Рифейский кварцито-известняково-сланцевый комплекс. В его составе Г.А. Гринберг выделил три толщи: 1) кварцито-песчаниковую с прослоями алевролитов и глинистых сланцев,

переходящую в преимущественно известняковую ее верхнюю часть, мощностью 300–750 м; 2) кварцито–песчанико–глинистую, в верхней части также известняковую с рифейскими строматолитами, мощностью 300–550 м; 3) кварцито–песчанико–глинистую, в верхней части с известняками, содержащими строматолиты, мощностью 320–400 м. Сопоставив разрез с учуро–майским рифеем, нижнюю толщу Г.А. Гринберг отнес к нижнему рифею, среднюю – к среднему и верхнюю – к верхнему рифею (см. рис. 49).

Очень важен вопрос о взаимоотношениях рифейского комплекса с гнейсовым. Г.А. Гринберг [1968, с. 12] утверждал, что “рифейские отложения нижней части разреза чехла повсюду (рядка моя. – Н.В.) резко несогласно залегают на кристаллическом фундаменте”. Однако конкретно такое несогласие с базальными конгломератами в основании рифея указывалось только по ручью Нянига – левому притоку р. Охоты, где оно не подтвердилось. Конгломераты оказались не рифейскими, так как залегают в основании девонской толщи [Вельдяков, 1972а; Умитбаев, Вельдяков, 1977].

Г.С. Гнибиденко [1969а, б] не удалось повторить наблюдения Г.А. Гринберга в тех же местах. В других же, относящихся к окраинам массива, им описано перекрытие гнейсового комплекса рифейским без видимого несогласия и без конгломератов в основании. Г.С. Гнибиденко особо подчеркнул согласие структурных планов обоих комплексов. В низах рифейского комплекса местами имеются метаморфизованные туфогенные конгломераты, но явно внутрiformационные – с галькой кварцитов. В других участках им наблюдалась согласная смена кварцитов рифейского комплекса мощной пачкой переслоенных кварцитов, гнейсов и кристаллических сланцев с увеличением роли гнейсов вниз по разрезу, который становится существенно гнейсовым. Основываясь на тесной связи обоих комплексов, Г.С. Гнибиденко пришел к выводу о возможности лишь локального несогласия, по–видимому, в осевой зоне массива. Подтверждением этому может служить нахождение Ф.Ф. Вельдяковым в рифейской толще обломков диафорированных гнейсов.

По–видимому, несогласие действительно должно иметь место, но не в переходной толще от кварцито–карбонатов к гнейсам, на которой сосредоточил свое внимание Г.С. Гнибиденко, а стратиграфически ниже. Однако такого несогласия никто не наблюдал, хотя на возможность его существования указывает двукратный метаморфизм гнейсового комплекса (или его древнейшей части), сначала прогрессивный в гранулитовой фации, а затем в амфиболитовой, сопровождавшейся диафорезом. Перерыв и несогласие должны соответствовать интервалу времени, разделявшему эти этапы метаморфизма.

Нижний и средний палеозой. Наличие нижнепалеозойских отложений в пределах собственно Охотского массива доказано находкой Е.Г. Песковым в верховьях р. Гусинки остатков *Billingsella*. На этом основании вмещающую 100–метровую пачку известняков и известково–глинистых сланцев он отнес к ордовику и предполо-

жил, что она залегает на рифейском комплексе с перерывом. Но *Billingsella* обычна и для позднего кембрия, почему можно допустить, что рифей, кембрий, а возможно, и ордовик входят здесь в единую терригенно-карбонатную толщу мощностью до 3 км (см. рис. 50, колонка 5).

Тесная связь ордовикских отложений с кембрийскими установлена почти в 100 км западнее, в бассейне р. Урак по ее притоку Юровке (см. рис. 50, колонка 3). А.К. Башарин [1967, с. 72] указывает, что "в бассейне р. Урак описан полный разрез образований кембрия". В какой-то мере это подтверждается, так как наличие верхнего кембрия доказывается находками брахиопод *Billingsella?* и *Obolus*, а нижнего кембрия — недавними находками археоциат. Кембрий представлен толщей известняков, доломитов, мергелей, известковистых песчаников с линзами конгломератов в основании (1050–1130 м), залегающей на кристаллических сланцах и амфиболитах с неясными взаимоотношениями с ними, но, вероятно, несогласно. К ордовику относятся вышележащие известняки, доломиты и мергели с *Finkelburgia aff. bellatata* Ulr. et Coop. — 400–600 м, а затем известняки и песчаники с ордовикскими трилобитами — 300 м [Чиков, 1970]. На присутствие в разрезе р. Юровки силурийских отложений указывает находка Б.И. Вронским остатков *Favosites*.

Таким образом, в районе Охотского массива накопление морских осадков происходило от рифея до силура. Если прэдрифейское несогласие действительно локально, то оно отмечает возникновение лишь древнего ядра массива, основной же этап формирования его относится только к позднему силуру или раннему девону. Ядро менее значительного Уракского массива, вероятно, возникло в позднем рифее.

Девонские отложения установлены Ф.Ф. Вельдяксовым [1972а] на междуречье Гусинки и Ульбеи, где выделяются средний и верхний девон (см. рис. 50, колонка 5). Средний девон представлен терригенной морской (с брахиоподами) толщей (520–550 м) с известняками, залегающей с конгломератами в основании на рифее и гнейсовом комплексе. Выше лежит толща (500–525 м) известково-глинистых сланцев, песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, измененных андезитов и липаритов. В прослоях известняка обнаружены остатки верхнедевонских брахиопод.

Верхний палеозой. Верхнепалеозойские отложения изучены И.П. Васецким, Н.С. Чугуновым, Ф.Ф. Вельдяксовым, Е.Г. Песковым, Р.Б. Умитбаевым, Г.Г. Кайгородцевым, данные которых сведены в работах С.И. Гаврикова [1965], Г.А. Гринберга [1968], Р.Б. Умитбаева [1963] и Б.М. Чикова [1970, 1978]. В центральной части Охотского массива они залегают несогласно на девонских и более древних образованиях (вплоть до гнейсового комплекса) и представлены толщами от среднекаменноугольного до позднепермского возраста (см. рис. 50, колонки 4 и 5). В сводовой части массива или на его крыльях разрез их, как и девонской толщи, геантиклинального типа — преобладают терри-

188

генные, иногда грубообломочные, континентальные и прибрежно-морские отложения с растительными остатками, реже с морскими брахиоподами и пелециподами (в нижнепермской кухтуйской и верхнепермской нюлкалинской свитах). Обычны эффузивы и туфы среднего и кислого состава. Выделенные свиты разделены стратиграфическими перерывами, причем суммарная стратиграфическая мощность всех свит, вероятно, не более 2 км. На крыльях метаморфического ядра массива, например в верховьях р. Гусинки, мощность возрастает до 3,5 км, причем роль эффузивов андезитовой формации сильно уменьшается. Преобладают песчано-глинистые осадки, типичные для верхоянского комплекса всего мегасинклинория. Непосредственно к востоку и северу от Охотского массива мощность только пермских отложений увеличивается до 7–8 км (см. рис. 50, колонки 1, 2, 6, 7). Вероятно, с удалением от него исчезают предсреднекаменноугольное и предсреднедевонское несогласия, на что указывает непрерывный разрез всего палеозоя в южной части Верхоянского мегантиклинория и Омuleвских гор.

Мезозой и кайнозой. В пределах собственно Охотского массива и в ближайших к нему районах разрез мезозойских отложений отличается неполнотой и сравнительно малой суммарной мощностью (см. рис. 50). Дочетвертичные же кайнозойские отложения сколько-нибудь заметного распространения не имеют. Нижний триас не установлен, а небольшие выходы среднетриасовых морских отложений отмечены только в бассейне р. Ульбеи. Несравненно шире распространена верхнетриасовая песчано-глинистая толща, залегающая на размытой поверхности домезозойских пород и обладающая переменной мощностью до 1000 м. Нижнеюрские, возможно, и среднеюрские прибрежно-морские отложения обнаружены также в ряде участков; мощность их в бассейне Ульбеи не больше 350 м, но восточнее р. Ини достигает 700 м.

С поздней юры до конца мелового периода образовалась толща андезитов, андезитов-базальтов, дацитов, липаритов и их туфов, распространенная в основном по периферии массива и в ближайших к нему районах. Среди эффузивов и туфов в нижней части толщи обычны пачки песчаников и сланцев с остатками позднеюрских, а большей верхней части – раннемеловых и позднеюрских растений. В сторону Охотского моря мощность эффузивов возрастает до 2 км и более.

Интересно указание С.И. Гаврикова [1965, с. 78] на присутствие в осадочных породах нижнемеловой толщи остатков криноидей и ракообразных, что доказывает "периодичность смены континентальных условий лагунно-морскими". В районе г. Охотска, кроме того, установлены морские неогеновые отложения [Кайгородцев, Трибунский, 1957; Трибунский, 1959]. Проникновение моря было эпизодическим и могло происходить только с юга, со стороны современного Охотского моря, причем его берега располагались временами севернее, чем сейчас.

Интрузивные породы. О гипербазитах, габброидах и гранитоидах, как и о пластовых телах ультраметаморфогенных гранитов, размещенных в гнейсовом комплексе, говорилось выше. Возраст

их, как и процессов гранитизации, неясен, но, вероятно, главным образом дорифейский, хотя явления метаморфогенной минерализации проявлялись и позже. Есть девять К-Аг возрастных датировок от 1803 до 648 млн. лет, одна 277 млн. лет и одна 92 млн. лет. Имеются данные о наличии размещенных в рифейской толще согласных тел габбро-диабазов и секущих — щелочных гранитов [Умитбаев, Вельдяксов, 1977]. Ссылаясь на Ф.Ф. Вельдяксова и Е.Г. Пескова, Б.М. Чиков выделяет в верховьях р. Кухтуй интрузии ранне-среднепалеозойского возраста — штокообразные тела серпентинизированных церидотитов и пироксенитов, а также гранит-порфиров. Последние прорывают рифейские отложения и встречены в виде гальки в конгломератах среднего девона. Несомненно, присутствуют позднепалеозойские граниты, выделяемые в сибегчанский комплекс и датированные по двум К-Аг пробам значениями 202-240 и 270 млн. лет [Башарин, 1967]. Все домезозойские интрузивные породы слагают небольшие тела и существенной роли в строении Охотского массива не играют.

Наиболее распространены позднемезозойские интрузии, причем очень значительную площадь (до 500 км<sup>2</sup>) занимает сложный Нют-Ульбейский гранитоидный массив, сопровождаемый сателлитами. Многофазность его формирования определяется разбросом К-Аг датировок от 147 до 67 млн. лет. В одну из ранних фаз, связываемую А.К. Башариным с несогласием между двумя нижнемеловыми толщами, внедрялись габбро-диориты и гранодиориты. К позднему мелу (98-75 млн. лет) приурочена главная фаза внедрения биотитовых гранитов, цифра же 67 млн. лет получена для наиболее поздних аплитовых гранитов.

История формирования Охотского массива. В пользу трактовки Охотского массива как остаточной глыбы архейского кристаллического фундамента Алданского щита могут свидетельствовать следующие важнейшие данные: 1) высокая степень метаморфизма дорифейского комплекса в глубинной (сутамской) подфации гранулитовой фации, контрастно выступающая на фоне слабого метаморфизма, охватившего рифейские отложения; 2) весьма значительный радиометрический возраст его пород, отдельные датировки которого превышают 2600 и даже 3700 млн. лет; 3) повторный метаморфизм в амфиболитовой фации; 4) нахождение единичных обломков диафторированных пород гнейсового комплекса в рифейских отложениях, указывающее на дорифейский возраст как прогрессивного метаморфизма в гранулитовой фации, так и метаморфизма в амфиболитовой фации, по крайней мере его начального этапа.

А.К. Башарин, Б.М. Чиков и другие геологи в качестве аргумента для доказательства эпиплатформенной природы массива привлекают также оспариваемое нами мнение о принадлежности рифейских и нижнепалеозойских отложений к формациям платформенного чехла.

Отстаиваемую нами точку зрения о геоантиклинальной природе массива подтверждают: 1) установленный Г.С. Гнибиденко в вос-

точном крыле структуры массива постепенный переход от гнейсового комплекса к рифейско-нижнепалеозойскому и конкордантность их структурного плана; 2) отсутствие в составе рифейско-нижнепалеозойских отложений формаций, соответствующих орогенному этапу развития; 3) миогеосинклинальный характер рифейских и нижнепалеозойских отложений; 4) первое появление типичных осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций геоантиклинального ряда только в девонской части стратиграфического разреза, а затем принадлежность к ним всех более молодых образований; 5) локализованность этих геоантиклинальных формаций (кроме позднеюрских и меловых) в тесных контурах массива и его ближайших окраин с замещением их типичными депрессионно-геосинклинальными толщами очень большой мощности при удалении от этих окраин на первые же десятки километров.

Все указанное подтверждает правомерность ранее предложенной Г.С. Гнибиденко трактовки Охотского массива как локальной структуры ранней консолидации, возникшей в океанической области и положившей начало ее преобразованию в геосинклинальную область. Аргументы, выдвигаемые приверженцами первой точки зрения, не противоречат такой трактовке, но появившиеся после исследований Г.С. Гнибиденко новые данные побуждают внести в нее некоторые коррективы.

Судя по U-Pb датировкам от 3300 и 4100 млн. лет, отнесенным В.Г. Корольковым и его соавторами к исходному материалу гнейсового комплекса (или к первому региональному метаморфизму), аккумуляция его, возможно, происходила начиная с раннего архея, причем начало прогрессивного метаморфизма могло совершаться в ходе накопления этого материала и погружения дна седиментационного бассейна. Эмбриональную стадию формирования складчато-метаморфической структуры, вероятно, следует относить не к рифею, а к раннему – среднему протерозою, может быть, даже к концу архея (K-Ar возрастная датировка 2660 млн. лет).

Представляется возможной следующая последовательность событий. На начальном этапе истории Охотского массива происходили излияния базальтов, сопровождавшие седиментацию морских или океанических пелитовых и кремнистых осадков; происходили также внедрения тел пластового типа интрузивных базитов и гипербазитов. Начало этапа уходит в глубь архейской эры, и уже в ходе своего накопления продукты подводного вулканизма под влиянием возраставшей литостатической нагрузки и усиления притока тепла подвергались региональному метаморфизму и приобретали физические свойства, соответствующие базальтовому слою океанической коры.

Второй этап начался с зарождения в самом конце архея или в раннем протерозое складчато-метаморфического ядра. Длительное его формирование протекало на подводной стадии развития массива, когда наметилось геоантиклинальное поднятие дна, со временем прервавшее подводный вулканизм и накопление осадков. Образование ядра происходило главным образом в районе современ-

ных выходов гнейсового комплекса, причем такая локализация была связана с возникновением в литосфере ослабленной зоны, проницаемой для летучих. В ходе привноса горячих глубинных флюидов и вместе с ними избыточного тепла базитовый материал подвергался гранитизации и мигматизации с генерацией небольшого количества гранитной магмы, давшей главным образом послойные инъекции. На локальном участке происходило преобразование океанической коры в континентальную с ее разуплотнением, проявлением в пластичном веществе складчатых деформаций, увеличением мощности.

С появлением, по-видимому, в среднем протерозое небольшого горной островной суши начался следующий — третий этап развития массива. Структура его ядра была эродирована, что приблизило к земной поверхности зоны, ранее претерпевшие гранулитовый метаморфизм, и обусловило наложение на него метаморфизма в амфиболитовой фации. Накапливающаяся за счет размыва этой структуры толща рифейских и кембро-ордовикских отложений затем вовлекалась в складкообразование и в своей нижней части подвергалась метаморфизму в фации зеленых сланцев и филлитов. В течение этого этапа или к концу его произошло становление предсреднедевонских интрузий и значительное расширение пределов структуры массива.

В этих условиях история массива вступила в продолжавшийся до конца мезозоя четвертый этап, характеризовавшийся с наибольшей силой проявившимся в позднем мезозое островным андезитолипаритовым вулканизмом и сопровождавшим его гранитоидным магматизмом. По составленным С.И. Гавриковым [1965] и Б.М. Чиковым [1978] палеотектоническим профилям и палеогеографическим схемам можно судить о последующем разрастании массива и обрамляющих его структур не только в палеозое, но и в мезозое. К западу от него постоянно (до средней юры) существовал морской пролив, связывающий Монголо-Охотскую геосинклиналь с Верхояно-Колымской, а к востоку — морской бассейн, приуроченный к мезозойскому прогибу, располагавшемуся на территории междуречья Ульби и Ини, и распространявшийся далее на Челомджа-Ямский и Кава-Тауский прогибы.

Охотский массив может представлять собой пример весьма долгоживущей и постепенно развивавшейся полигенной геоантиклинальной структуры, осложнившей Верхояно-Колымскую геосинклинальную область еще на раннем этапе ее истории. Но насколько далеко и в каких направлениях распространяется домезозойская складчато-метаморфическая структура Охотского массива в закрытом районе? Этот вопрос важен в связи с господствующим мнением о том, что выходы метаморфических пород в бассейнах Охоты и Кухтуя являются лишь фрагментами складчато-метаморфического фундамента, расположенного на глубине на всем пространстве Южного Верхоянья. Структура этого фундамента якобы распространяется на юг не только до берегов Охотского моря, но в виде "массива Охотии" или "Охотоморской плиты" и на большую его часть. Если не считать проявляющихся в 100 км от берега моря субмеридиональных простираний структур в метаморфическом комплексе,

а также в палеозойских и мезозойских толщах массива, нет никаких данных, подтверждающих это мнение. Вместе с тем, судя по всем новейшим геологическим картам, указанные простирания палеозойских и мезозойских структур в сторону Охотского моря меняются на юго-восточные до широтных и становятся субпараллельными его берегу (см. рис. 68). Тенденция к подобному изменению простираний проявляется и в расположении линейных и полосовых аномалий магнитного поля. Представляется, что складчатая структура Охотского массива, образуя дугу, протягивается на восток уже вдоль побережья Охотского моря. Вместе с тем в восточном же направлении складчатая дуга омолаживается и на п-ове Кони проявляет себя как мезозойская структура.

#### ГЛАВНОЕ ПОЛЕ МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В пределах этого обширного поля терригенный верхоянский геосинклинальный комплекс имеет повсеместное распространение, тогда как подстилающая его существенно карбонатная толща рифея — нижнего карбона выступает только в его обрамлении. Комплекс обнимает стратиграфический интервал от среднего и верхнего карбона (обнажающегося главным образом по периферии главного поля) до средней, местами и верхней юры и поражает не столько громадной мощностью (10–15 км), сколько однообразием литологического состава. На это в свое время обратил внимание Н.П. Херасков [1935], в том же убеждают результаты последующих, в том числе специальных литологических, исследований [Тучков, 1957, 1962; Домохотов, 1958, 1961; Калугин, 1959; Вихерт, 1960; Коссовская и др., 1960; Возин, 1962; Бычков, 1966; Межвилк, 1971; Архипов, 1974; Полуботко и др., 1977; и др.]. Проведенный в указанных публикациях литолого-фациальный анализ позволяет нам сделать важный вывод об исключительном преобладании песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, отлагавшихся в мелком или умеренно глубоком море. Карбонатные породы в отличие от нижнемеловой толщи рифея — нижнего карбона редко встречаются в виде пелитоморфных известняков. Кремнистые и ассоциирующие с ними вулканические породы также редки, хотя в последнее время они выявляются в разных районах на самых различных стратиграфических уровнях. Верхние члены разреза (средняя — верхняя юра, иногда нижний мел) в синклинориях, сопровождающих структуры Момо-Полоусной дуги, обычно представлены флишем и согласно сменяющей его молассой, в которой участвует, иногда в большом количестве, вулканический материал андезито-липаритовой группы формаций. Верхняя, главным образом нижнемеловая, наиболее грубообломочная часть молассы представлена континентальными фациями. В центральных районах кислые эффузивы имеют ограниченное распространение, занимают более высокое стратиграфическое положение (верхний мел — палеоген) и залегают с угловым несогласием на верхоянском комплексе, заканчиваемом средней или верхней юрой. На рис. 47 и 13. Зак. 77

50 приведены разрезы, характеризующие масштабы (мощности) седиментации в различных зонах.

Смена карбонатной седиментации терригенной, происходившая после раннего карбона, может быть объяснена прежде всего климатическим фактором — похолоданием. Но несомненную роль играл и тектоно-орогенический фактор, выразившийся в постепенном поднятии над уровнем моря островных структур, а затем крупных складчатых сооружений Верхоянского мегантиклинория и Момо-Полоусной дуги. Их размыв сопровождался длительным непрерывно-прерывистым процессом развития миогеосинклинального бассейна, не нарушавшегося крупными тектоническими событиями [Межвилк, 1971], конечно, если не считать слабую конседиментационную складчатость, которая предшествовала главной, протекавшей с конца поздней юры до конца позднего мела.

Однако существует мнение о сносе терригенного материала со стороны центральных участков или осевой зоны мегасинклинория, на месте которых в Эльгино-Адычанском и в других районах якобы возвышались и разрушались погребенные выступы докембрийского кристаллического фундамента [Богданов, 1963; Тектоническое..., 1964; Ильман и др., 1969; Ильман, 1973]. На сомнительность этой гипотезы указывает как отсутствие на поверхности хотя бы остатков самих выступов, так и наличие в обрамлении непрерывных разрезов докембрия и палеозоя. Все большее нарастание на восток от Верхоянского мегасинклинория мощности верхоянского комплекса и возрастание в этом же направлении роли наиболее тонкозернистых осадков и других признаков их отложения в открытом и сравнительно глубоком морском бассейне также противоречат мнению о существовании древней островной суши в Эльгино-Адычанской зоне [Коссовская и др., 1960]. Ссылка на геофизические данные [Шалошников, 1962; и др.], якобы подтверждающие наличие непосредственно под верхоянским комплексом архейского фундамента и его подземных выступов, неубедительны, хотя бы из-за принятой при интерпретации геофизических данных предпосылки существования архейского фундамента.

Тем не менее совершенно не исключено возникновение более поздних местных источников сноса. С поздней перми и в течение мезозоя дифференцированная подвижность коры распространялась на внутренние районы миогеосинклинального бассейна, где появились подводные геосинклинальные поднятия второй генерации. На их месте в различные интервалы мезозойской эры в триасе и начале юры формировались Аян-Уряхский антиклинорий и Сунтаро-Лабынкирское "глыбовое" поднятие, в триасовых и нижнеюрских отложениях развивался Куларский антиклинорий, и, пожалуй, еще позднее, после отложения среднеюрских, местами и кембрийских отложений, в осевой зоне мегасинклинория образовались Хунхадинский антиклинорий и пологие структуры Эльгино-Адычанского района. Триасовые и нижнеюрские отложения в ядре Куларского антиклинория охвачены процессами гранитизации и гранитоидного магматизма, а Адычанский, Сартангский и некоторые другие анти-

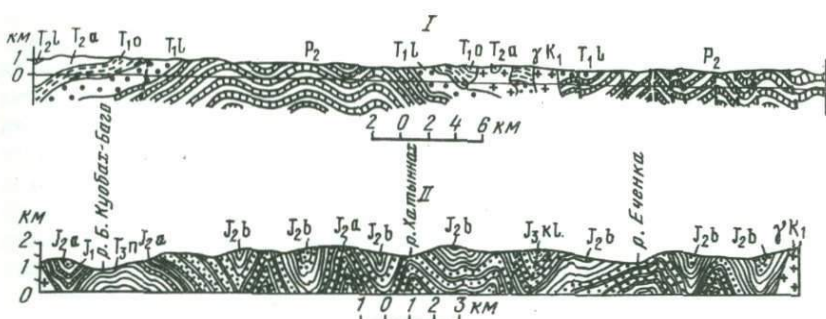


Рис. 51. Складчатая структура верхоянского геосинклинального комплекса в центральной части Яно-Индигирского мегасинклинория по С.М. Тильману и др. [1969]

В левой части разреза I – сводообразные деформации Эльгино-Адычанской зоны; на разрезе II – полная складчатость, типичная для мегасинклинория в целом

клинальные поднятия в меловой период были ареной внедрения не только комплекса гранитоидов (от адамеллитов до аляскистов), характеризующихся участием высокоглиноземистых олово-вольфрамоносных гранитов [Ивенсен и др., 1975; Мусалитин, 1971; Ефременко, 1977], но и наземного липаритового вулканизма. Можно полагать, что в ядрах этих поднятий существуют не вскрытые эрозией зоны гранитизации и мигматизации, подобные той, что обнажена в Куларском антиклинории. Их можно рассматривать как зоны формирования новообразованного "гранитного" слоя коры, не распространяющиеся далеко под смежные синклинорные зоны.

К концу мезозоя складкообразованием была охвачена вся центральная область мегасинклинория, в пределах которой, с одной стороны, выделяются синклинорные зоны полной складчатости, а с другой – разделяющие их формы сравнительно пологих складок эльгино-адычанского типа (рис. 51).

#### СЕВЕРНЫЕ ВЕТВИ МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Северо-западная ветвь простирается через море Лаптевых в зону Хатангского прогиба. Выходы на Новосибирских островах карбонатной толщи, охватывающей разрез от кембрия до среднего карбона, а затем терригенных морских отложений до валанжинского яруса [Лобанов, 1957; Воронков, 1958], наличие полного разреза преимущественно морских же нижнемеловых отложений в упомянутом прогибе, нахождение в бассейне р. Хаты остатков сантон-кампанских морских моллюсков и даже третичных их форм – все это свидетельствует о полной возможности существования морского бассейна на месте современного моря Лаптевых с древнейших геологических эпох. Этому не противоречат третичные угленосные отложения низовьев Лены и Омлоя, так как они представлены дельтовыми фациями [Ивановская, 1967].

Возможно, в позднем палеозое существовала островная суша на месте современного Новосибирского архипелага, затоплявшаяся в мезозое. Возникшая складчатая зона протянулась в виде дуги через о-в Большой Ляховский и западную часть о-ва Котельного и вызвала здесь раздвоение мегасинклинория на упомянутые северо-западную и северо-восточную ветви. Последняя протянулась в район обширного Ольджойского прогиба, в котором мезозойские структуры погребены кайнозойскими отложениями.

О наличии этих структур и о связи их со складчатой областью Яно-Индигирского мегасинклинория свидетельствует распространение с его стороны на Ольджойский прогиб полосовых аномалий магнитного поля [Карта..., 1974]. Только вдоль южной окраины этого прогиба мезозойские отложения выступают на поверхность и слагают Полоусный синклинорий, сопровождающий расположенный южнее одноименный антиклинорий Момо-Полоусной складчатой дуги. В пределах этого синклинория и зоны, переходной от него к одноименному антиклинорию, известен почти полный разрез морских триасовых и юрских отложений, залегающих согласно на слоях с *Kolytia* верхней перми.

Морские валанжинские отложения выступают в северной части Ольджойского прогиба и еще севернее — на о-ве Большом Ляховском (см. рис. 47, колонка 12). В Полоусном синклинории мощность только вскрытого эрозией пермско-мезозойского комплекса достигает 12 км (см. рис. 47, колонка 11), причем верхняя часть его представлена вулканогенной молассой, в составе которой участвуют слои вплоть до волжского яруса [Гроздилов, Косьюко, 1972]. Образование глубоко погружавшегося седиментационного прогиба здесь связано с происходившим с начала мезозоя воздыманием расположенного непосредственно южнее Полоусного антиклинория; превращение прогиба в складчатую структуру синклинория завершилось в меловой период.

### ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Иньяли-Дебинский синклинорий, огибающий с западной стороны остальную часть Момо-Полоусной дуги (Тасхаяхтасский и Омупевский антиклинории), можно рассматривать как продолжение Полоусного (Ольдойско-Полоусного) синклинория, вместе с которым он составляет единую складчатую зону протяженностью более 1200 км и шириной до 100 км. Синклинорий образовался на месте фронтального предгорного прогиба, погружавшегося одновременно с поднятием структур Тасхаяхтасского и Омупевского антиклинориев, и сложен почти полным комплексом триасовых и юрских отложений флишoidного типа, составляющих здесь верхнюю часть верхоянского комплекса мощностью до 10–12 км. Его разрез сходен с разрезом отложений Полоусного синклинория.

От Омупевского антиклинория Иньяли-Дебинский синклинорий отделен Дарпирским разломом, но в бассейне р. Таскан местами триас залегает согласно на пермских отложениях, содержащих про-

слои продуктов подводного вулканизма [Мерзляков, 1967; и др.], хотя севернее триас залегает на структуре Тасхаяхтасского антиклинория несогласно. Вдоль восточного борта синклинория разрез мезозоя включает слои с морской фауной вплоть до оксфорд-кимериджского и титонского возраста и заканчивается континентальной вулканогенной молассой раннемелового возраста. Интенсивная складчатость, охватившая зону синклинория в конце юрского периода, в центральной и западных ее частях сопровождалась образованием крупных массивов гранитоидов, вероятно внедрившихся и позднее, вплоть до поздне меловой эпохи.

Смена морских отложений верхней юры вулканогенными, в частности, наблюдается к северо-западу от р. Омудевки, в Сумуно-Урультинском прогибе. Здесь выделяется мощная (до 1,2 км) толща кремнистых пород, залегающая согласно на черных глинистых сланцах оксфорд-ранневолжского возраста и перекрытая 2-километровым комплексом вулканитов кислого состава. А.А. Константиновский [1975], изучавший район прогиба, отмечал, что кремнистая толща не является членом офюлитовой формации, а имеет, вероятно, пепловую природу. По его данным, северо-восточное крыло Сумуно-Урультинского синклиналичного прогиба срезано Дарпирским разломом, по которому нижний девон — нижний карбон Омудевского антиклинория круто надвинут на Иньяли-Дебинский синклиний. Обломки и глыбы нижедевонских и нижекаменноугольных известняков встречаются в изобилии в упомянутой толще кремнистых пород. А.А. Константиновский считает их ископаемыми обвалами крутых склонов, что должно свидетельствовать о крупных и быстрых перемещениях Омудевского массива по Дарпирскому разлому уже в поздней юре, хотя Иньяли-Дебинский прогиб испытывал очень значительное погружение до и после этого.

Согласно построениям, выполненным по гравиметрическим данным, поверхность Мохоровичича под синклинием лежит на глубинах 30–40 км, а граница Конрада — 16–20 км, т.е. несколько глубже, чем в смежных районах мегасинклинория. Г.И. Штех [1969] предполагает наличие здесь небольших корней гор, хотя некоторое вдавливание коры могло произойти на этапе прогибания синклинория. Толща, залегающая выше границы Конрада, по мощности отвечает мезозойским и верхней части палеозойских отложений. "Гранитный" слой может быть недоразвит, "базальтовый" же — отвечает толще низов палеозоя и докембрия, насыщенной основными вулканическими породами, сильно уплотненными или метаморфизованными.

#### ЮГО-ЗАПАДНАЯ ВЕТВЬ МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Этой ветви отвечает Южно-Верхоянский синклиний, расположенный между Охотским массивом и южной частью Верхоянского мегантиклинория. Со стороны первого под верхоянский комплекс синклинория погружается океанический комплекс архея, возможно, и нижнего — среднего протерозоя, а затем — миогеосинклиналичные

отложения рифея и нижнего палеозоя (до силура). Со стороны Юдомо-Майского прогиба и Сетте-Дабана погружается очень мощный (до 10 км) геосинклинальный комплекс, включающий средний протерозой (аналог уянской вулканогенной серии), рифей и почти весь карбонатный палеозой. В пределах самого синклиория непрерывный разрез последнего наращивается верхоянским комплексом морских терригенных отложений мощностью более 10 км. (см. рис. 46, колонка 3). В нем выделяются все стратиграфические подразделения от среднего карбона до средней юры, причем мезозой представлен в основном молассовой формацией [Левашев, 1958, 1961; Андрианов, 1959, 1966; Башарин, 1967; Абрамов, 1974; и др.]. В самых верхах непрерывного разреза, относимых к средней, частью к верхней (?) юре, появляются средние и кислые эффузивы и туфы. В Верхнемайской антиклинальной зоне такие же эффузивы развиты почти во всей мезозойской толще, отличающейся сокращенной мощностью и, вероятно, несогласным залеганием на подстилающих породах.

В мезозое до начала средней юры Южно-Верхоянский синклиорий оставался постепенно сужавшимся остаточным геосинклинальным прогибом, постоянно сообщавшимся с Монголо-Охотским геосинклинальным бассейном. Складкообразование и поднятие, охватившие весь синклиорий к концу средней юры, привели к смене накопления морских осадков континентальными, в толще которых очень большое участие принимают продукты субаэрального вулканизма. Огромное распространение эта толща имеет в располагающемся южнее (вплоть до Охотского моря) Ульяновском прогибе, под который и погружается мезозойская структура Южно-Верхоянского синклиория. Ульяновский прогиб является частью описанного ниже Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и изучался Г.Н. Чертовских [1964], Г.Г. Королевым [1967], М.В. Минц и З.М. Самозванцевым [1974], И.М. Сперанской [1963], Е.К. Устиевым [1959, 1963а], В.Ф. Белым и др. [1972] и другими геологами. Все они квалифицируют прогиб как наложенный на складчатый фундамент. Это действительно устанавливается по периферии и в южной части прогиба, где по р. Урак имеется выступ палеозоя, но в очень обширной центральной его части несогласие между вулканогенным комплексом и основанием должно сглаживаться. Это предположение основано на погружении под выступ с запада и севера геосинклинального комплекса, отлагавшегося вплоть до средней юры, тогда как вулканогенный комплекс по окраинам прогиба начинается с верхнеюрских или нижнемеловых образований; верхние горизонты комплекса относят к палеогену.

В целом вулканогенный комплекс представлен эффузивами, туфами, игнибритами андезито-базальто-липаритовой группы формаций, причем в его нижней части господствуют породы андезито-базальтовой, выше по разрезу — андезитовой и липаритовой, а в верхней, меловой части — липаритовой формации; палеоген представлен покровами базальтов и андезито-базальтов. Среди эффузивов размещены пласты и линзы терригенных осадочных пород, обычно

туфогенных, с остатками растений. Суммарная мощность комплекса около 2–3 км. В районе прогиба выделяют три комплекса интрузивных пород: 1) удский – тонолиты, трондьемиты, диориты и др.; 2) джугджурский – от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов; 3) этанджинский – субщелочные граниты. Породы первого и второго комплексов имеют позднеюрско-раннемеловой возраст, а третьего – вероятно, позднемеловой – палеогеновый. Интрузивная деятельность была комагматична и тесно связана с эффузивной [Устиев, 1959, 1963а; Сперанская, 1963].

#### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ВЕТВЬ МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Юго-восточная ветвь, простирающаяся до бассейна верховьев Колымы и далее в Сугуйский и Гижигинский прогибы (см. рис. 41), соответствует значительной части обозначенной на Тектонической карте Евразии [1966] Яно-Колымской синклиналиной зоны, почти целиком сложенной верхней частью верхоянского геосинклиналиного комплекса и осложненной в бассейнах рек Аян-Юрях и Кулу Аян-Юряхским антиклинорием. По данным Х.И. Калугина [1959], в ядрах последнего вскрываются верхнепермские отложения, в прилегающих же синклиналиных зонах разрез комплекса заканчивается низами средней юры. Антиклинорий с раннего триаса развивался как подводная конседиментационная структура, а затем стал выступать в виде острова. Восточнее аналогичные структуры меньших размеров, отмечаемые выходами перми, прорезаны долинами Колымы, Булунды и Балагычана. Вскрытый разрез пермско-юрской части верхоянского комплекса имеет в этом районе мощность до 7–8 км.

Формирование складчатой структуры в пределах зоны завершилось в поздней юре и раннем мелу, когда происходил интенсивный наземный андезитово-липаритовый вулканизм и внедрялись главные массы интрузивных пород, главным образом гранодиоритов. Наиболее распространен позднемезозойский вулканогенный комплекс в более южных районах, прилегающих к побережью Охотского моря и составляющих описанное ниже Охотское звено Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

#### О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЯНО-ИНДИГИРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Выше показана, с одной стороны, вероятная несостоятельность мнения о наличии в пределах мегасинклинория подземных выступов докембрийского кристаллического фундамента, а с другой – весьма вероятная локальность единственной в пределах мегасинклинория древней структуры Охотского массива. Локальна она не потому, что является обломком распавшегося кратона, а, скорее всего, в силу геосинклиналиной ее природы.

Мегасинклинорий действительно представлял собой миогеосинклиналиный бассейн, но образовавшийся в процессе развития эв-

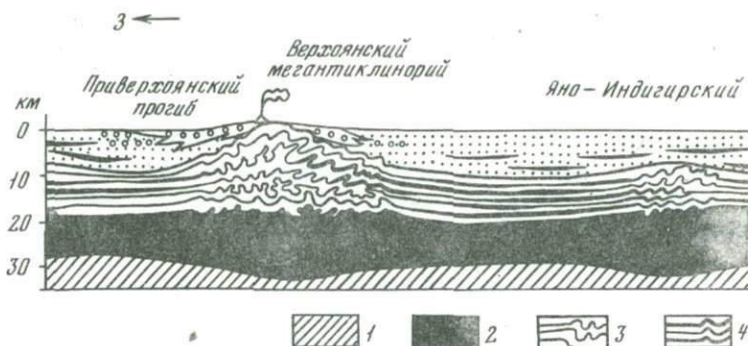
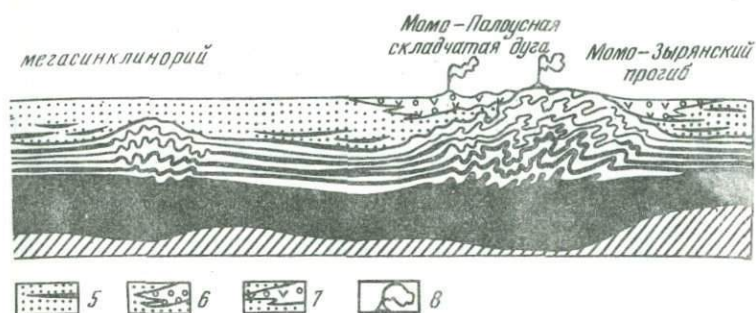


Рис. 52. Предполагаемое строение Яно-Индигирского мегасинклинория и его горно-складчатой рамы в позднем мезозое

1 - верхняя мантия; 2 - базальтовый слой коры (ранний докембрий); 3 - нижний докембрий - средний палеозой; 4 - то же, насыщенный продуктами подводного базальтового вулканизма; 5 -

геосинклинальной, в конечном счете океанической области, корни существования которой обнаруживаются в базитовом кристаллическом комплексе Охотского массива. Выше отмечалось наличие удаленной кремнистой формации в кембро-ордовикской части разреза Сетте-Дабана, а также эвгеосинклинальных формаций в составе девона Сетте-Дабана и северной части Верхоянского мегасинклинория, а также докембрия и кембро-ордовика сеймчанского разреза. Нет оснований предполагать латеральное замещение этих формаций какими-либо иными в сторону центральной части мегасинклинория. Наоборот, в последние годы поступает все больше полевых данных, свидетельствующих об участии продуктов подводного базальтового вулканизма в составе даже верхоянского комплекса. Всюду, где в обрамлении мегасинклинория выступают докембрийские отложения, они входят в единый комплекс с палеозойско-мезозойскими, что не позволяет допускать появление в нем несогласий в сторону мегасинклинория. Исключение составляет только Охотский массив.

С ростом обрамляющих мегасинклинорий складчатых гор все более усиливалось поступление в его пределы терригенного материала, интенсивное накопление которого подавляло аккумуляцию продуктов подводного вулканизма и карбонатной седиментации. На рис. 52 показано возможное при этом преобразование океанической коры в субокеаническую, которая отличается очень большой мощностью толщи осадков, покоящейся на существенно базальтовом субстрате. В пределах этой субокеанической области возникали зоны мигматизации и гранитообразования. Куларский антиклинорий представляет собой вскрытую эрозией подобную структуру мезозойского возраста. Подземные структуры с очагами генерации кислой магмы можно предполагать в ядрах поднятий Эльгино-Ады-



верхний палеозой – мезозой (верхоянский терригенный комплекс) с отдельными пачками и силлами базальтов и диабазов; 6 – верхнемезозойская моласса; 7 – вулканогенная моласса; 8 – наземные вулканы (андезито-липаритовые)

чанской группы, а также, вероятно, и в других местах, причем некоторые из них в позднем мезозое служили ареной проявления липаритового вулканизма. Другими словами, могли возникать локальные участки новообразованного "гранитного" слоя, между которыми сохранялись участки продолжавшейся седиментации на субокеанической коре. Преобразование океанической коры в складчатую континентальную к концу мезозоя получило завершение только в раме мегасинклинория.

Складкообразование охватило верхоянский осадочный комплекс главным образом во второй половине мезозоя и к концу юры – началу раннемеловой эпохи привело к формированию в депрессионных зонах (с субокеанической корой) поясов полной складчатости, разделенных брахиформными антиклинальными поднятиями, под которыми и предполагаются несколько консолидированные структуры эльгино-адычанского типа (см. рис. 52).

### МОМО-ПОЛУОСУНАЯ СКЛАДЧАТАЯ ДУГА

Складчатые структуры, сложенные преимущественно палеозойскими толщами, составляют Полуосный, Тасхяхтасский и Омuleвский антиклинории. К последним двум примыкает сложенная складчатым мезозоем Момо-Зырянская зона. Внутри дуги расположено холмисто-равнинное пространство Индигиро-Колымской впадины, осложненное структурой Алазейского плато. С востока впадина почти замыкается Приколымским массивом (см. рис. 41).

## ПОЛОУСНЫЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Древнейшие геосинклинальные образования выступают в Селеняхском (Уядинском), так называемом блоковом поднятии, составляющем западную часть антиклинория. Они представлены 6-7-километровой толщей метаморфических пород (рис. 53, колонка 1), в которой И.Я. Некрасов и В.И. Дьяченко [1960; Некрасов, 1962] выделили четыре свиты: 1) уядинскую - гнейсов и амфиболитов;

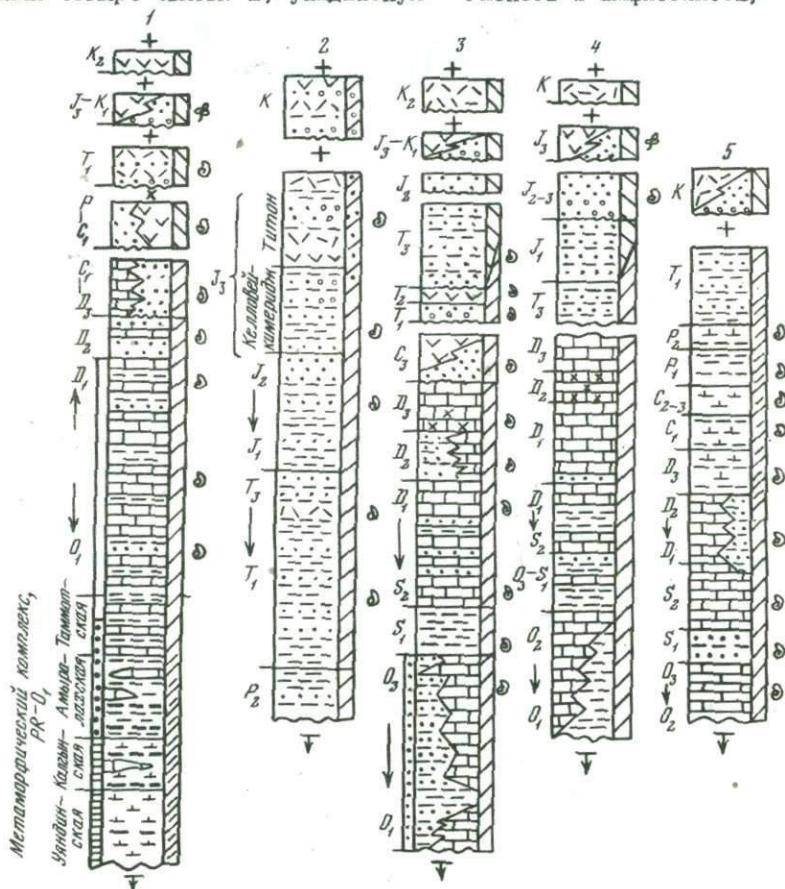
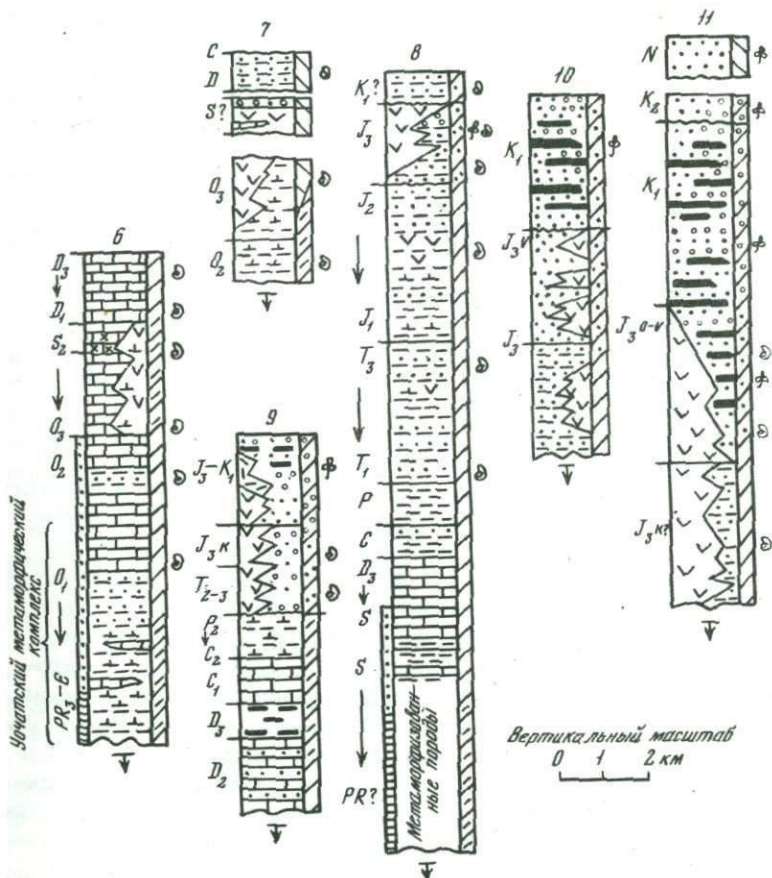


Рис. 53. Сводные разрезы отложений Момо-Полоусной складчатой дуги и Момо-Зырянского прогиба

Колонки: 1 - западная часть Полоусного антиклинория, включая Уядинский блок [Некрасов, Дьяченко, 1960; Некрасов, 1962; Гребенников, 1969; Гребенникова, Шлыкова, 1960; и др.]; 2 - Иньяли-Дебинский синклиорий [Тектоническое..., 1964; и др.]; 3, 4 - Тасхаяхтасский антиклинорий [Дубовиков, 1969; Богданов, 1963; Шевченко, 1969]: 3 - западные зоны, 4 - восточные зо-

2) калгынскую амфибол-плагиоклазовых, гранат-биотитовых и других кристаллических сланцев с подчиненными им афиболитами, кварцитами и мраморами; 3) амыралахскую - слюдяных, хлорито-карбонатных, филлитовых и других сланцев, в верхней части с линзами и пластами мраморизованных известняков; 4) таммотскую - мраморизованных известняков, переслоенных хлорито- и слюдясто-карбонатными сланцами, кварцитами и филлитами. В нижних двух свитах значительное участие принимают метаморфизованные основ-



ны; 5-7 - Омuleвский антиклинорий [Николаев, 1956, 1959; Попов, 1959; Орадoвская, 1969; Мерзляков, 1967, 1970, 1971]: 5 - Тасканская зона, 6 - Омукская зона, 7 - Россошинская зона; 8 - верховья рек Белая Ночь и Поповка; 9-11 - Зырянский прогиб [Гавриков, 1966; и др.]: 9 - западное крыло, 10 - северо-западная часть (Сычанская впадина), 11 - юго-восточная часть. Условные обозначения см. на рис. 3

ные эффузивы, роль которых вверх по разрезу убывает, хотя ассоциирующие с ними кремнистые породы, превращенные в кварциты, распространены до верхов разреза. Степень метаморфизма убывает вверх по разрезу постепенно, и все свиты залегают согласно.

В верхней сланцево-карбонатной части комплекса был найден плохой сохранности среднекембрийский трилобит. Вероятно, в связи с этим в 40-х годах А.С. Пешехонов предполагал кембрийский возраст всего метаморфического комплекса, хотя в то время уже господствовало мнение, что он является выступом докембрийского фундамента "Кольмской платформы". И.Я. Некрасов относил нижние три свиты к протерозою, а таммотскую — к рифею (синию). Позднее был установлен постепенный переход последней в менее метаморфизованную, а затем в неметаморфизованную карбонатно-терригенную толщу, в низах которой по р. Свэдакун найдены ордовикские окаменелости [Гребенников, Шлыков, 1960]. Следовательно, верхняя часть уяндинского метаморфического комплекса, как предполагалась раньше, действительно может относиться к кембрию, нижняя часть — к рифею, возможно, вплоть до нижнего протерозоя. Складчато-метаморфического фундамента как самостоятельного структурного этажа здесь не оказалось, причем судя по К-Аг датировкам пород уяндинского комплекса, его метаморфизм мог протекать в очень широком интервале времени — от 655 до 300-200 млн. лет [Горбов, Загрузина, 1971].

Охарактеризованный редкими палеонтологическими находками разрез вышележащих карбонатных и глинисто-карбонатных пород Селенняхского крыжа охватывает образования от раннеордовикского до девонского, местами раннекаменноугольного возраста [Гребенников, 1969]. Верхняя часть толщи распространяется далеко на восток, до хребтов Полоусный и Улахан-Сис, где она наращивается морскими отложениями, накапливающимися в интервале от девона до поздней перми [Яблоков, Некрасов, 1961]. Однако, судя по данным А.В. Артемова и Н.Х. Хераскова, в сводовой части антиклинория в перми господствовал геоантиклинальный тектонический режим и формировались складчатые структуры, хотя восточнее геосинклинальный разрез включал триас и юру [Басов и др., 1977]. Вдоль Улахан-Сисского разлома внедрялись габброиды и монцититы, к югу от него отлагались трахиандезиты, а к северу — конгломерато-песчано-сланцевая толща. Мезозойские отложения сохранились только на отдельных участках, где залегают несогласно и представлены преимущественно континентальными фациями с продуктами наземной вулканической деятельности. Наиболее интенсивная складчатость была в поздней юре и в раннемеловое время, когда внедрялись гранитоидные батолиты. Орогенный этап в меловой период характеризовался также накоплением в отдельных наложенных впадинах пород трахиандезитовой и угленосной формаций. Одновременно в зоне Полоусного синклинория, развивавшегося в предгорном прогибе, формировалась мощная (до 11 км) толща морских отложений, заканчивающаяся грубообломочной молассой.

Тасхаяхтасский и Омудевский антиклинории контактируют с запада Иньяли-Дебинским синклинорием, отграниченным от последнего Дарпирским разломом. В синклинории накопление морских осадков продолжалось до поздней юры, причем мощность только мезозойских отложений достигает 11 км (см. рис. 53, колонка 2). Выступающая в ядрах антиклинориев зеленокаменная толща, метаморфизованная до эпидот-амфиболитовой фации, оказалась, как и в Селенняхском крыже, тесно связанной с палеозойским геосинклинальным комплексом. В некоторых местах, например в Уатчатском массиве, в метаморфизованных породах, относившихся к докембрию, были найдены ордовикские и силурийские окаменелости [Мерзляков, 1963; Сидяченко, Каньгин, 1965; Мерзляков, Лычагин, 1977]. Хотя кембрийские отложения, выделяющиеся по остаткам *Billing-sella* (?), остались недоказанными, можно предполагать их (как и рифейских) участие в низах выступающей метаморфической толщи.

Терригенно-карбонатная толща, залегающая согласно на метаморфической, обладает суммарной мощностью до 8-10 км. Сопоставление разрезов и стратиграфия этой толщи освещены в работах Н.А. Богданова [1963], С.И. Гаврикова [1962], Л.К. Дубовикова [1969], В.М. Мерзлякова [1963, 1970, 1971], А.А. Николаева [1956, 1959], М.М. Орадовской [1966, 1969] и других исследователей, причем Н.А. Богдановым были выявлены как вертикальные, так и латеральные фациальные изменения. Анализ размещения фаций и изменений мощностей привел Н.А. Богданова к выводу о дифференцированной подвижности дна седиментационного бассейна и вместе с тем о поступлении обломочного материала с запада, с кордильеры, якобы протянувшейся в пределы Яно-Индибирского мегасинклинория от Охотского массива и отвечающей в общем местоположению гипотетических Эльгинского и Адычанского подземных выступов докембрийского фундамента.

В этой части палеогеографические построения Н.А. Богданова не нашли подтверждения, так как в действительности были не внешние, а местные источники поступления терригенного материала [Мерзляков, 1970, 1971].

В Тасхаяхтасском антиклинории в составе терригенно-карбонатного комплекса палеонтологическими данными установлено участие ордовика и всех отделов силура и девона (см. рис. 53, колонка 3). В пределах же Омудевского антиклинория палеозойская седиментация протекала в различных его зонах по-разному. В.М. Мерзляков [1967, 1970 и др.] здесь выделяет с северо-востока на юго-запад следующие структурно-фациальные зоны: Россошинскую, северо-восточное крыло которой погружается под Зырянский прогиб, Омукскую и Тасканскую. Первоначально Омукская и Тасканская зоны (по-видимому, и Россошинская) входили в единый седиментационный бассейн, обладавший геосинклинально-депрессийным режимом накопления осадков. В среднем и особенно в позднем ордовике он начал осложняться подводными поднятиями Омукской

зоны, что нашло отражение в очень малой мощности терригенных осадков верхнего ордовика (см. рис. 53, колонка 6). Подобные поднятия возникли и во внутренней части Россошинской зоны (ядро антиклинальной структуры), где в составе уже верхнеордовикской толщи отмечено значительное участие андезитобазальтов, трахиандезитов и других пород трахиандезитовой формации [Мерзляков, Лычагин, 1979], отвечающей начальной, подводной стадии развития геоантиклинальных структур (см. рис. 53, колонка 7). На ордовике здесь несогласно залегает девон, силурийскому же периоду соответствует появление островной суши. Вулканогенная осадочная толща, распространяющаяся севернее, в бассейне р. Зырянки, вероятно, имеет силурийский возраст. По В.М. Мерзлякову, низы этой толщи, залегающие с перерывом на ордовике, сложены сланцами и главным образом известняками. Выше следуют андезиты и трахиандезиты, а затем пестроцветные конгломераты, песчаники и мергели, вероятно, девонского возраста. Если эта толща действительно относится к силуру и девону, то геоантиклинальные условия и возникновение островной суши здесь наступили намного позже, чем в осевой зоне антиклинория.

Но вернемся к Омукской зоне, где в силуре и девоне происходили складчатые деформации и (как и в осевой части Россошинской зоны) возникли отдельные участки суши. Поэтому силур местами отсутствует, но между поднятиями в наложенных прогибах отлагались мелководные морские и лагунные (гипс, ангидрит) осадки. В других частях зоны в верхнеордовикских и силурийских отложениях отмечены кислые туфы и туффиты. Все эти события, знаменующие возникновение в Омукской зоне геоантиклинального поднятия, совершались до конца девона, тогда как в краевых частях Россошинской и Тасканской зон сохранялся депрессионный режим седиментации.

Это особенно отчетливо видно в Россошинской зоне, где в сторону погружения под Зырянский прогиб отложения геоантиклинального типа сменяются вулканогенными формациями геосинклинально-депрессионного ряда девонского возраста. По В.М. Мерзлякову, они образуют толщи, состоящие из спилитов, диабазов, кератофиров, глинистых сланцев, кремнистых пород, мощностью 2,1 км (см. рис. 53, колонка 7). Нижнекаменноугольные карбонатные отложения в сторону Зырянского прогиба тоже замещаются кремнистыми породами с прослоями диабазов и базальтовых порфиритов. На них согласно залегает туфогенно-терригенная толща верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, местами до нижней юры включительно. В этом разрезе угловые несогласия отсутствуют, хотя триас на верхней перми залегает с параллельным перерывом, начинаясь индско-оленекскими слоями.

При переходе от Омукской зоны к Тасканской несогласие между ордовиком и девонем с появлением нормальных морских силурийских отложений постепенно исчезает. Но возникает несогласие, вызванное складкообразованием в каменноугольный период, когда часть Тасканской зоны вошла в единое Омукское складчатое поднятие. Непрерывная морская седиментация удерживалась (как

и в Россошинской зоне) только во внешней части Тасканской зоны. Складчатая структура здесь сложена согласно дислоцированными, преимущественно карбонатными толщами от силурийского до раннекаменноугольного возраста, а затем существенно терригенными — вплоть до ранне- и среднетриасового возраста [Мерзляков, 1970]. Здесь непрерывная седиментация осадков иногда сопровождалась подводным базальтовым вулканизмом (см. рис. 53, колонки 5, 6).

В Омукской зоне, как и Тасхаяхтасском антиклинории, отложение триасовых и юрских осадков (см. рис. 53, колонки 3–6) происходило в геосинклинальных условиях, приурочиваясь главным образом к межгорным прогибам [Гавриков, 1962]. Гребни складчатых структур здесь выступали в виде удлиненных островов, мезозойские же отложения почти всюду залегают с угловым несогласием на различных по возрасту толщах палеозоя. Морские фации в краевых частях антиклинорий участвуют в мезозойских толщах вплоть до батского, местами даже до келловейского яруса, но выше по разрезу они сменяются эффузивами и вулканическими туфами андезитовой формации, формировавшимися кое-где и в раннемеловое время. По-видимому, в это же время внедрялись главные массы гранитоидных пород.

В поздней юре в складкообразование были вовлечены и межгорные прогибы, острова слились и вся область Омулевского и Тасхаяхтасского поднятий превратилась в крупное складчатое сооружение, увенчанное вулканами и образующее часть Момо-Полоусной дуги, надвинутую по Дарпирскому разлому на Иньяли-Дебинский синклинорий.

Юго-восточная ветвь дуги заканчивается на левобережье р. Колымы. Структура Омулевского антиклинория здесь затухает, в связи с чем большая часть несогласий, разделяющих палеозойско-мезозойский складчатый комплекс, сглаживается. В 50-х годах в бассейнах рек Белая Ночь и Поповка А.С. Симаковым был закартирован, по-видимому, непрерывный разрез от силур-девонских до верхнеюрских отложений, причем сланцево-карбонатная толща силура-девона вниз по разрезу без видимого перерыва переходит в мощную толщу метаморфизованных пород, считавшуюся в то время целиком докембрийской (см. рис. 53, колонка 8). Для уверенного решения проблемы докембрийского фундамента было бы желательно подробное изучение этого разреза, тем более что комплекс предполагаемых докембрийских и палеозойских отложений здесь погружается под Сеймчанский прогиб, являющийся окраинной структурой Яно-Индигирского мегасинклинория.

#### МОМО-ЗЫРЯНСКАЯ ЗОНА

К Омулевскому и Тасхаяхтасскому антиклинориям с северо-востока в мезозое примыкал Момо-Зырянский прогиб, заполнявшийся мощным комплексом преимущественно терригенных отложений (см. рис. 53, колонки 9–11), позднее вовлеченным в складкообразование. Прогиб частично располагался на северо-западном погружении Омулевского антиклинория, что, несомненно, служило пово-

дом рассматривать мезозойскую впадину наложенной на обрушившийся палеозойский складчатый фундамент. Но выше уже отмечалось согласное залегание триасовых отложений на верхней перми в Россошинской зоне. Тем не менее могут оставаться в силе прежние данные о залегании триаса непосредственно на палеозое Тасхяхтасского антиклинория (см. рис. 53, колонки 3, 4). Несогласия в краевых зонах унаследованных позднегеосинклинальных прогибов вполне закономерны, но не исключают сквозных разрезов депрессионного типа во внутренних их частях. Триасовые морские отложения развиты только вдоль юго-западной окраины Момо-Зырянской зоны, вдоль северо-восточной же окраины эрозией вскрыт разрез только до ниже- и среднеюрских отложений. В пределах собственно Момо-Зырянской зоны, т.е. в осевой части прогиба, видимый разрез в ядрах антиклиналей начинается с келловейского яруса — 2–3 км. Выше следуют отложения оксфорда, кимериджа и волжского яруса — более 4 км.

Вся толща представляет собой существенно морскую вулканогенную молассу, компенсировавшую прогибание зоны. Накопление молассы сопровождалось поднятием и размывом Омuleвского и Тасхяхтасского антиклинориев. Вулканический материал представлен туфами и лавами главным образом андезитового состава. Море в пределах прогиба удерживалось вплоть до волжского века.

По С.И. Гаврикову [1966], в раннемеловую эпоху произошла инверсия геотектонического режима. Развились антиклинальные структуры, расчленившие прогиб на две впадины — Момскую и Зырянскую. В этих впадинах сложилась угленосная толща с растительными остатками раннемелового возраста. В Зырянской впадине мощность ее достигает 6 км, из которых верхние около 500 м приходятся на верхнемеловые пресноводные отложения (см. рис. 53, колонка 11). Преобладают песчаники и алевролиты, но местами существенную роль играют конгломераты, а в верхнемеловой ее части — и туффиты.

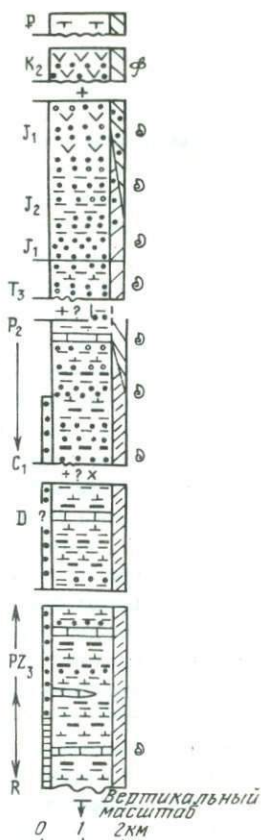
Огромная суммарная стратиграфическая мощность мезозойских отложений, достигающая вместе с триас-среднеюрскими (обнажающимися в юго-западном крыле прогиба) более 10 км, говорит о масштабах погружения зоны и заполнения ее осадочным материалом. Наиболее правдоподобна остаточно-геосинклинальная природа Момо-Зырянского прогиба, хотя недавно А.В. Артемов и А.А. Неймарк [1977] связали ее происхождение с рифтогенной зоной, протянувшейся от "океанического рифта" через Момо-Селенняхский грабен и Момо-Зырянский прогиб до Буюндино-Балыгычанского района.

## ИНДИГИРО-КОЛЫМСКАЯ ВПАДИНА И АЛАЗЕЙСКОЕ ПЛАТО

Пониженное пространство, огибаемое Момо-Полуосной складчатой дугой, нами в 1968 г. было названо Индигиро-Колымской впадиной, включающей Колымскую низменность и Алазейское плато. Это было сделано во избежание наименования "Колымский срединный массив", связанного с представлениями о Колымской платфор-

Рис. 54. Сводный разрез отложений Алазейского плато и прилегающих районов Индигиро-Колымской впадины [Гуляев, 1975; Лычагин и др., 1977; и др.]

Условные обозначения см. на рис. 3



ме и подземном выступе ее фундамента. Тогда же нами было высказано мнение, что ни докембрийского, ни палеозойского складчатого фундамента под Индигиро-Колымской впадиной нет и что она унаследована от существовавшего до мезозоя геосинклинального бассейна, подстилавшегося океанической (субокеанической) корой [Васильковский, 1968]. Это предположение нашло некоторое подтверждение в данных, полученных в результате последующих исследований [Шило и др., 1972, 1973, 1978а; Мерзляков и др., 1974; Гуляев, 1975; Лычагин и др., 1977; Мерзляков, 1977; Русаков и др., 1977].

Раньше мы основывались главным образом на погружении под впадину со стороны ее рамы полного комплекса рифейских и палеозойских геосинклинальных отложений, а также на геосинклинальном характере мезозойской толщи, распространенной в пределах самой впадины. Этот аргумент и сейчас не потерял силу. Однако противоречием взглядам, высказывавшимся в 60-х годах, могли

служить предполагавшиеся тогда выходы на Алазейском плато отложений "платформенного" типа, сопоставлявшихся с девонской кедонской серией Омолонского массива. Выступ палеозоя Алазейского плато нами считался интрагеоантиклинальным поднятием.

Данные, полученные в течение 70-х годов, устранили это противоречие. Оказалось, что в области Алазейского плато выступает комплекс отложений эвгеосинклинального типа (рис. 54). По-видимому, в его основании залегает мраморфизованная в глаукофановой фации толща метабазальтов, ассоциирующихся с кварцитами, метаграувакками, кремнисто-глинистыми сланцами и метаморфизованными известняками. В последних обнаружены микроводоросли, по данным А.Г. Вологодина предположительно протерозойские. П.П. Лычагин, В.М. Мерзляков и М.И. Терехов [1977] допускают рифейско-раннепалеозойский возраст этой толщи и оценивают ее мощность в 5 км. Раньше Б.В. Пепеляев и М.И. Терехов [1963] относили ее к рифею.

Следующим членом разреза является 3-километровая немая кенкендинская толща пород, тоже затронутых глаукофановым метаморфизмом, — граувакк, туфов базальтов и андезитов, кремнистых

пород с линзами сургучных яшмо-кварцитов, гравелитов и пелитоморфных известняков; она отнесена к среднему палеозою, может быть, к девону [Гуляев, 1975].

Далее следует сходная по составу, но менее метаморфизованная туфогенно-кремнисто-граувакковая толща с меньшим участием пород спилито-кератофировой формации, но с более частыми прослоями гравелитов; появляются и конгломераты. По окаменелостям, встреченным в различных горизонтах, вся толща мощностью 3-4 км укладывается в рамки от визейского яруса до верхней перми. На ранний и средний триас приходится перерыв, после которого начиная с карнийского и до волжского века накапливались морские, главным образом граувакково-песчаные, реже грубообломочные (до валунно-галечных) осадки с участием среди них пеплово-кремнистых, а в верхах разреза и эффузивных пород главным образом андезитового состава - всего до 4,5 км.

Предкарнийский перерыв, вероятно, приурочен только к геоантиклинальной структуре, так как в раме впадины (Момо-Полоусная дуга) имеются нижне- и среднетриасовые отложения, связанные как с верхнепермскими, так и с верхнетриасовыми. Наличие в низовьях Колымы морских отложения от валанжинского до барремского яруса предполагает проникновение в пределы впадины моря и в раннемеловое время. Но в западных и северо-западных ее районах нижнемеловые эффузивы и туфы (может быть, верхи нижнего мела) наземной андезито-липаритовой формации (до 500 м) залегают на подстилающих толщах несогласно. На них также несогласно лежат верхнемеловые трахидациты, трахилипариты, трахиты, липариты, их лавобрекчии и туфы (1000 м), а затем покровы базальтов и андезитов (400-500 м).

Учитывая формационную близость (или взаимосвязанность в формационном ряду) всех членов домелового комплекса и наличие по периферии впадины переходов от верхнего палеозоя к мезозою без существенных перерывов, можно уверенно предполагать в ее пределах непрерывный разрез морских отложений от предположительно докембрийских до позднеюрских или раннемеловых. Нижняя часть разреза представлена формациями океаническо-эвгеосинклинального ряда, которые в мезозойской его части уступают свою роль терригенному материалу и продуктам субаквального андезитового вулканизма. Последнее обстоятельство, так же как и наличие предкарнийского перерыва, вероятно, связано с возникновением локальной геоантиклинальной структуры в районе Алазейского плато. П.В. Гуляев здесь выделяет, по-видимому, доскладчатые интрузии габбро-диоритов и диоритов и последующие штоки гранодиоритов и гранитов, размещенные в ниже-среднекаменноугольной толще, а затем согласные тела габбро-диабазов и диабазов - в верхнепалеозойской толще. П.П. Лычагин с соавторами к тому же этапу магматизма относят позднепалеозойский комплекс плагногранитов и габбродиоритов (габбро-плагногранитная формация Ю.А. Кузнецова).

Центрально-Алазейская геоантиклинальная складчатая структура зарождалась еще в позднем палеозое, но до конца перми она раз-

вивалась в основном в подводных условиях и только в предкарнийское время стала островной. Вряд ли можно сомневаться в ее локальности и постепенном распространении усиливающегося складкообразования вплоть до раннего мела, что и привело уже к повсеместной смене депрессионного режима седиментации геоантиклинальным.

С нашей точки зрения, которая совпадает с мнениями, высказанными в упомянутых работах П.П. Лычагина, В.М. Мерзлякова, Н.А. Шило, Индигиро-Колымская депрессия имеет остаточную-геосинклиналичную, в конечном счете эпикоеаническую природу; остаточного срединного массива в ее пределах не существовало. Этому не противоречат и выводы, основанные на геофизических данных [Вашилов, 1977], причем наиболее близки к прежним нашим представлениям [Васильковский, 1968] данные, обоснованные М.Б. Шарковским. Он пришел к заключению, что здесь не было континентальной коры, а также таких наложенных процессов, как раскалывание сиалического блока коры и образования рифтогенного провала; Колымо-Индигирская эвгеосинклиналь возникла из "микроокеана" [Шарковский, 1975].

Как утверждают В.М. Мерзляков, Н.А. Шило и их соавторы и показано ниже, эта эвгеосинклиналь была тесно связана с Олойской, вместе с которой представляла собой в мезозое обширный Алазейско-Олойский эвгеосинклиналичный бассейн. Огромная суммарная мощность геосинклиналичного комплекса, только видимая часть которой достигает 20 км, позволяет предполагать, что Индигиро-Колымская впадина развивалась очень длительно на одновременно наращивавшейся осадками субкочееанической коре, до сих пор еще не вполне переработанной процессами гранитизации, магматизма и складкообразования.

### ПРИКОЛЫМСКИЙ МАССИВ

Приколымский массив (антиклинорий), прорезаемый средним течением р. Колымы, является одной из немногих структур Колымо-Чукотской складчатой области, в пределах которой имеется выход докембрийских метаморфических пород, принимаемый некоторыми геологами за выступ кристаллического фундамента "Колымской платформы". Имеются в виду метаморфические породы, слагающие сравнительно небольшое ядро Приколымской антиклинали, расположенное между правыми притоками р. Колымы - Шаманихой и Большой Столбовой. Сам Приколымский массив обычно принимается более широко в контурах распространения рифейских и палеозойских отложений, слагающих сложную складчатую структуры типа антиклинория, протянувшуюся с юга на север более чем на 400 км от верховьев р. Поповки до Среднеколымска (рис. 55).

Не останавливаясь на сложной истории проблемы приколымского докембрия, обратимся к изображенной на рис. 56 (колонка 1) схеме его сводного разреза, разработанной в 70-х годах [Кобаньков и др., 1973; Шишкин, 1973; Кобаньков, 1975; и др.]:

1) комплекс гранатосодержащих гнейсов и амфиболитов с пластами железистых кварцитов и инъекциями гнейсифицированных гранитов; мощность более 1–2 км; возраст дорифейский, предположительно ранне-среднепротерозойский;

2) тыйжурюяхская свита кварцитов, кварцито-песчаников и подчиненных им сланцев; в основании – базальные конгломераты; мощность 1000–1200 м;

3) ороёкская свита хлорито-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых, филлитовидных сланцев с прослоями кварцитов, известняков и доломитов; мощность 500–600 м;

4) чебукулахская свита переслаивающихся глинистых известняков и сланцев, выше – тонкоплитчатых известняков, доломитов, алевролитов, песчаников, известняков; в различных горизонтах свиты найдены строматолиты и микрофитолиты, позволившие сопоставить ее со средним и низами верхнего рифея Учуро-Майского района; мощность 1000–1200 м;

5) тумусская свита кварцитовидных песчаников, сланцев и доломитов с конгломератами в их основании; сопоставляется с кандыкской свитой того же района; мощность 300–400 м;

6) коркдонская и горбуновская свиты доломитов, пестроцветных алевролитов и песчаников, сопоставляемые по строматолитам с юдомской свитой (венд); мощность до 600 м;

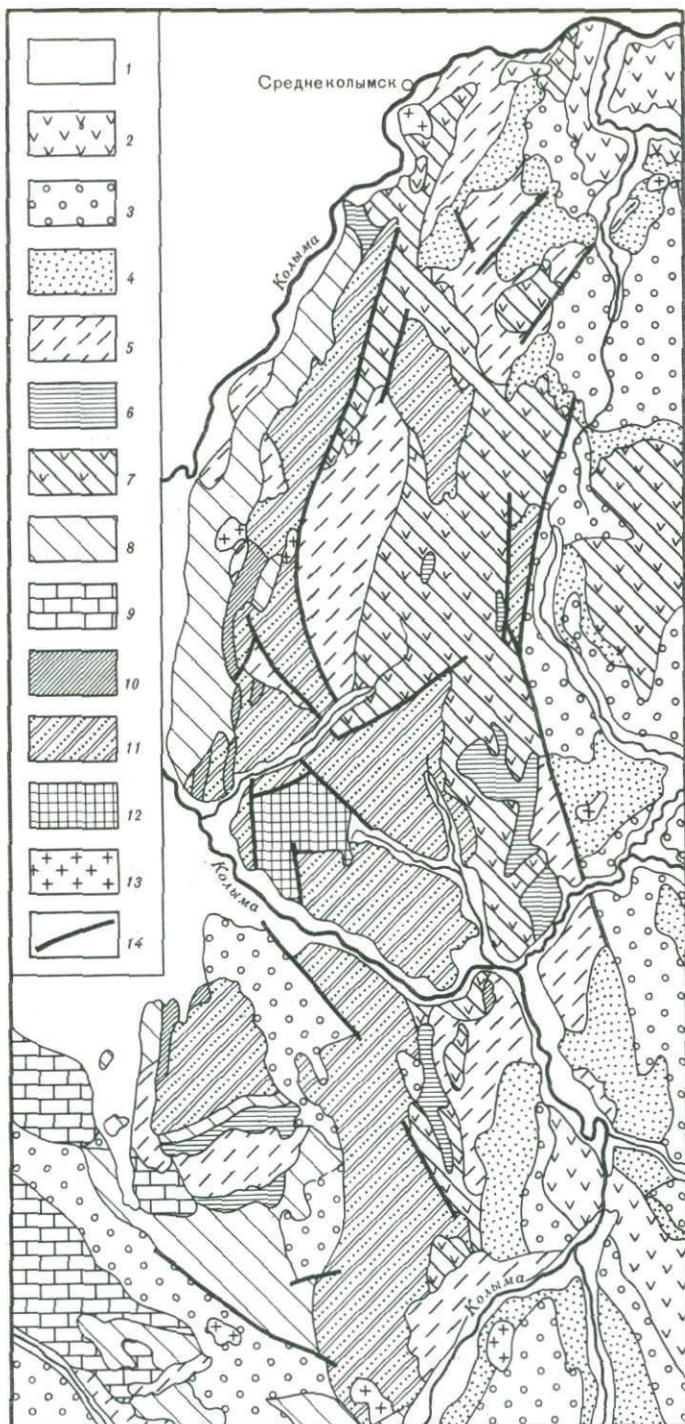
7) выше согласно или с небольшим несогласием залегают пестроцветные сланцы, песчаники, известняки кирпичниковской свиты, отнесенной по остаткам хиолит, губок и археоциат к алданскому и ленскому ярусам (археоциаты верхов ленского яруса встречены в гальке из ордовикских отложений); мощность 200–220 м.

Гнейсо-амфиболитовый комплекс представляет собой метаморфизованные эвгеосинклинальные образования. Считают, что рифейские отложения лежат на нем несогласно с валунно-галечниковыми конгломератами в основании тыйжурюяхской свиты. Но по изолированному небольшому участку трудно судить, является ли это несогласие широкорегиональным или местным. Вопрос этот обычно решается с заранее принятой позиции (существование Колымской платформы) в пользу первого предположения, и тогда рифейские отложения принимают за платформенный чехол.

В.А. Шишкин [1969] считает, что в основании тыйжурюяхской свиты лежат не базальные конгломераты, а прослой грубообломочных пород, представляющих собой образования типа вулканогенных агломератов (с вулканическими бомбами, лапиллями), связанные

Рис. 55. Схема строения Приколымского массива

1 – четвертичные отложения; 2 – позднемеловые эффузивы; 3 – меловые континентальные отложения; 4 – триас и юра; 5 – пермь; 6 – карбон; 7 – верхний девон; 8 – средний девон; 9 – нижний девон-силур; 10 – ордовик; 11 – кембрий-рифей; 12 – метаморфический комплекс; 13 – гранитоиды; 14 – главные разломы



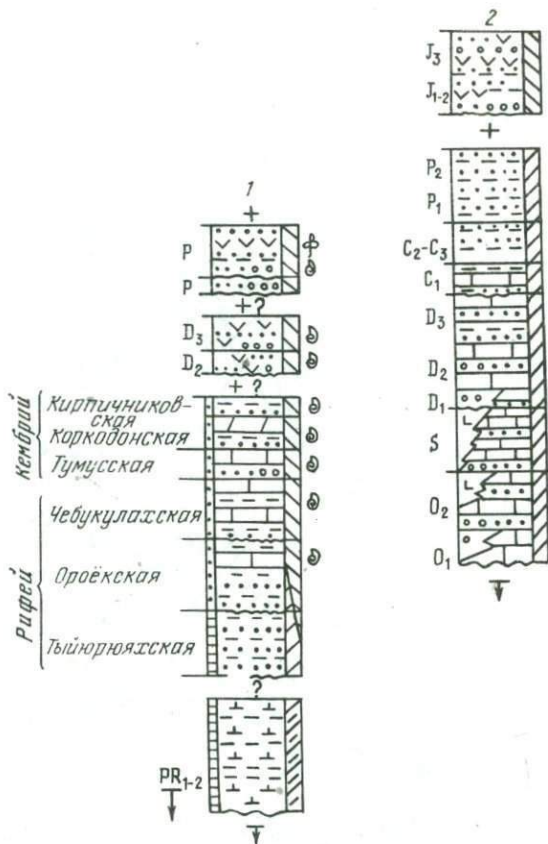


Рис. 56. Разрезы отложений Приколымского массива (антиклинория)

1 - зоны антиклинальных поднятий, включая Столбовой блок метаморфических пород; 2 - синклинали и крылья антиклинория. Условные обозначения см. на рис. 3

с залежами порфириидов. По его мнению, метаморфический комплекс не играет роли фундамента как самостоятельного структурного этажа, а сопоставим по геологическому положению с породами, относимыми к "чехлу", образуя с ними единый эффузивно-терригенный комплекс. Однако отложения "чехла", обладающие мощностью до 3,5-4 км, по своей формационной принадлежности ближе к миогеосинклинальным образованиям, что позволяет допускать локальность несогласия (если оно существует), возникшего в один из ранних тектонических импульсов, формировавших геоантиклинальную структуру главным образом еще в подводных условиях. Признаки несогласий отмечены также в основании кембрия и ордовика. Но в районе самого выступа метаморфических пород ордо-

викские, силурийские и нижнедевонские отложения выпадают из разреза, и непосредственно на рифейско-кембрийском комплексе залегает средний девон, начинающий типичный геоантиклинальный ряд формаций, приуроченных к сводовой зоне Приколымского антиклинория.

Среднедевонская толща состоит из конгломератов и пестроцветных песчаников со слоями известняков, содержащих морские окаменелости, мощность толщи 400–500 м. Верхний девон также представлен преимущественно пестроцветными песчаниками и конгломератами, среди которых участвуют продукты вулканической деятельности андезитового и липаритового состава мощностью 800 м. В целом девонские отложения этой зоны антиклинория сходны с кедонской серией Омолонского массива. Местами в прогибах, осложняющих сводовую часть антиклинория, непосредственно на девоне залегает пермская толща преимущественно наземных осадочно-вулканогенных образований с кислыми эффузивами, хотя в краевых прогибах появляются как каменноугольные, так и пермские терригенные и терригенно-карбонатные отложения с кислыми эффузивами.

Однако в западном крыле антиклинория, к северу от устья р. Шаманихи (см. рис. 56, колонка 2), додевонский стратиграфический пробел заполнен ордовиком. Нижнеордовикская морская глинисто-сланцевая толща с подчиненными песчаниками и конгломератами известна и в районе Верхнего Половинного Камня и устья р. Улахан-Юрюе, где подстилающие ее породы не обнажаются. Выше лежат известняки и доломиты – 450–500 м. В этом же районе у известнякового карьера (правый берег Колымы) обнажаются среднедевонские известняки и доломиты. На юго-западной окраине антиклинория (левобережье Колымы) распространены и отложения силура, начинающиеся конгломератами с валунами известняка, содержащего остатки позднеордовикских табулят. Основная часть силурийской толщи здесь сложена преимущественно известняками. Девонские отложения распространены вдоль почти всего западного крыла антиклинория, причем в отличие от разреза осевой зоны в их составе в западном направлении появляются нижнедевонские образования, возрастает роль известняков, обычно переслаивающихся с песчаниками, реже с конгломератами, туфами и лавами базальтового и трахилипаритового состава, мощность же всей толщи девона увеличивается до 2,5 км. По данным А.С. Симакова [1956 г.], в области южного затухания антиклинория, в бассейнах рек Поповка и Белая Ночь (левые притоки Колымы), несогласие между немой толщей метаморфических пород и выделенными здесь отложениями ордовика и силура не установлено. Все толщи пород от наиболее древних до верхнепалеозойских и мезозойских в этом районе смяты в складки в едином структурном плане и составляют единый комплекс геосинклинальных образований.

Нужно лишь согласиться с высказанным на VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Магадан, 1969 г.) заключением А.П. Шпетного и Б.В. Пепеляева [1969],

что Приколымский антиклинорий развивался по типу геоантиклинального поднятия, осевая зона которого испытывала неоднократные воздымания, осушение и размыв. В раннем палеозое существовал геоантиклинальный "гребень" в виде подводной кордильеры, с которой в современной структуре примерно совпадает ось антиклинория. Аналогичные суждения ранее высказывались Р.С. Фурдуем [1962].

Интересно, что А.П. Шпетный и Б.В. Пепеляев в стремлении найти место формирования Приколымского массива в жесткой схеме геотектонических циклов столкнулись с трудностью решения вопроса, является ли он структурой байкальской или каледонской. "В формационном отношении образования геосинклинального этапа Приколымья, пожалуй, ближе к миегеосинклинальному комплексу байкалид" [Шпетный, Пепеляев, 1969, с. 163]. Однако, приняв во внимание наличие в девонской толще образований молассового типа, они все же предпочли считать структуру массива каледонской.

В действительности формирование Приколымского антиклинория протекало длительно и не укладывалось в рамки ни байкальского, ни каледонского цикла, продолжаясь до эпохи так называемого герцинского складкообразования. Если признать существование преддевонских гранитоидов, которые относили к древнейшему казачинскому интрузивному комплексу, то можно допустить, что кульминация орогенного развития антиклинория приходится на девон, хотя первые складчатые деформации начались еще в раннем рифее. Но Б.В. Пепеляев на основании прорывания среднего девона некоторыми из гранитных интрузий казачинского комплекса и трансгрессивного перекрывания их отложениями перми(?) склонялся к "омоложению" этого комплекса. Мало того, Л.В. Фирсов для гранитоидов собственно Казачинского массива определил К-Аг возраст всего в 214 млн. лет, что отвечает триасу. По А.П. Шпетному и Б.В. Пепеляеву, в юго-восточной и северной частях антиклинория образование наложенных структур Элекчанского и Налучинского грабенов, заполненных 2-километровой мезозойской толщей, происходило даже до средней юры. Это говорит об очень долго сохранявшейся дифференцированной подвижности антиклинория, несомненно усиливавшейся в эпоху формирования мезозойских в его обрамлении.

Приколымский антиклинорий (массив), как и другие подобные структуры Верхояно-Чукотской складчатой страны, отличался весьма ранним зарождением, но и очень длительным полигенным развитием, растянувшимся по меньшей мере на две геологические эры. Облекающие его метаморфическое ядро отложения нет оснований относить к образованиям платформенного чехла. Это типичные геоантиклинальные формации, замещающиеся в крыльях и обрамлении антиклинория столь же типичными формациями геосинклинально-депрессивного ряда.

## ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ РАЙОНЫ

### ПРИОМОЛОНСКИЙ ПРОГИБ И СУГОЙСКАЯ ЗОНА

Под Приомолонским прогибом обычно понимается крупная субмеридиональная мезозойская складчатая структура типа синклинория, разделяющая Приколымский антиклинорий и Омолонский массив, причем некоторые геологи считали его (возможно, считают и сейчас) глубоко погруженной частью последнего. На рис. 57 (см. вкл.) показана геологическая позиция этого прогиба по отношению к Омолонскому массиву. Южным продолжением Приомолонского прогиба является Сугойская мезозойская складчатая зона, сливающаяся еще южнее с Тауйским и Гижигинским прогибами. Отнесение этой системы к Колымо-Чукотской области так же условно, как отнесение Приколымского антиклинория к Верхояно-Колымской области. Структурное единство ее (системы прогибов) с Яно-Инди-гирским мегасинклинорием находит отчетливое отражение в аномальном магнитном поле Северо-Востока СССР.

Приомолонский прогиб сложен мощным (более 8 км) комплексом мезозойских терригенных отложений геосинклинально-депрессии-онного типа, заканчивающимся в своей меловой части наземной угленосной молассой (рис. 58, колонка 1). Южнее, в пределах Сугойской зоны, лежащей на продолжении Приомолонской (см. рис. 41), выделяются нарушенные продольными разломами субпараллельные складчатые структуры (с запада на восток); 1) Омсукчанский грабен-синклинорий, граничащий с Балыгычанским антиклинальным поднятием; 2) Сугойский антиклинорий; 3) Бургагчанский антиклинорий и Ливо-Коркодонский антиклинорий, граничащий с Омолонским массивом.

Все эти структуры в основном сложены морскими туфогенно-терригенными толщами триаса и юры суммарной мощностью 6-7 км, тесно связанными с пермскими отложениями Балыгычанского антиклинального поднятия. В среднеюрской части разреза заметную роль играют также андезитовые и дацитовые туфы, а в верхнеюрской - и эффузивные породы того же состава. Меловые континентальные отложения мощностью до 3 км приурочены главным образом к Омсукчанскому прогибу, превращенному прогибу, превращенному в грабен-синклиналь. Толща этих отложений имеет характер молассы; нижняя ее часть угленосная, верхняя содержит средние и кислые эффузивы и туфы андезитовой формации. В складкообразование зона вовлекалась еще в поздней юре, в основном в течение мелового периода, когда проявлялся и гранитоидный магматизм.

### ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

Особенностью массива являются небольшие выступы древних кристаллических пород, приуроченные к ядрам антиклинальных структур. В 30-х годах С.В. Обручев счел их за эндоконтактовую фацию герцинских гранитов, но позднее был установлен самостоятельный комплекс гнейсов и кристаллических сланцев. На основании заключения Д.С. Коржинского о его петрографическом сходстве со сло-

дяно-алданским утверждалось мнение о его архейском возрасте. После этого с конца 30-х годов массив стали рассматривать как выступ архейского фундамента распавшейся древней платформы [Тильман, 1962; Тектоническое..., 1964; Тильман и др., 1969; Геология СССР, т. 30, 1970], что на первый взгляд находило подтверждение в факте трансгрессивного залегания на гнейсовом комплексе рифейских отложений [Тильман, 1962].

Вместе с тем А.П. Шпетный пришел к выводу, что оломонский кристаллический комплекс не имеет сходства со слюдяно-алданским и представлен в основном ортогнейсами. Мало того, В.М. Шевченко [1977] на примере Абкитского блока показала, что принимавшиеся за докембрий метаморфические породы образовались в эндоконтактовой зоне послеордовикских гранитов, и тем самым вернулась к мнению С.В. Обручева. Наличие в Оломонском массиве архейского кристаллического фундамента было поставлено под сомнение, и некоторые геологи [Сямаков, 1967; Сямаков, Шевченко, 1967] склонились к мнению о каледонском возрасте структуры основания массива. В то же время М.Л. Гельман и М.И. Терехов [1968], основываясь на присутствии пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, уверенно сочли оломонский кристаллический комплекс архейским.

В настоящее время имеются три точки зрения: 1) в основании массива всюду залегает архейский фундамент, на котором лежит рифейско-палеозойский платформенный чехол; этой точки зрения, по-видимому, придерживается большинство исследователей; 2) помимо архейского фундамента и платформенного чехла, выделяется промежуточный (от геосинклиналиного к платформенному) структурный этаж, сложенный рифеем и ордовиком; 3) массив является структурой каледонской консолидации, в которой архейский фундамент сомнителен.

Все три варианта основываются на представлениях о широко региональном направлении тектонических циклов и повсеместности соответствующих им структурных этажей. Мы полагаем, что последние локализуются в основном в пределах геоантиклинальных структур массива, между которыми седиментация в условиях депрессионного режима могла происходить непрерывно с докембрия до мезозоя.

Следуя с запада на восток, выделяются следующие крупные субмеридиональные структурные зоны массива (см. рис. 57, врезка): 1) Коркодонская антиклинальная, состоящая из главных антиклинальных структур: Токур-Уряхской, Россошинской (Булунской), Коркодонской (Абкитской); 2) Долоннинская синклиналиная; 3) Кедонская антиклинальная, включающая Кедонскую и Верхнеоломонскую структуры и почти соединяющаяся на юге с Коркодонской антиклинальной зоной; 4) Чеканихинская синклиналиная, соединяющаяся на севере с Долоннинской; 5) Молонджинская антиклинальная.

Антиклинальные зоны сложены главным образом палеозойскими толщами (в ядрах же выступают метаморфические породы), а синклиналиные — пермскими и мезозойскими. С запада к массиву при-

мыкает описанная выше Приомолонская синклиальная зона, с северо-востока — Березовская и Еропольская (Ушуракчанская), а с юга — Гижигинская.

Додевонская история массива. В антиклинальных зонах можно считать установленной следующую последовательность толщ (рис. 58, колонка 2).

1. Метаморфический комплекс, представленный, по М.Л. Гельману и М.И. Терехову [1968], биотитовыми, амфибол-биотитовыми, двупироксен-амфиболовыми (типа основных чарнокитов) и другими кристаллическими сланцами и гнейсами, плагиогнейсами, эклогитовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, кальцифирами, мигматитами суммарной мощностью до 4 км.

2. Рифейский кварцито-сланцево-карбонатный комплекс с выделенными в нем толщами [Симаков, 1967; Фурдуй, 1970; Работнов, 1975]: а) кварцитов, кварцито-песчаников, филлитовых сланцев — 500 м; б) мраморов, в верхней части филлитовых сланцев, кварцитов и мраморов — 600 м. В основании нижней толщи на небольшом участке выделяются базальные слои, залегающие на гнейсах.

3. Ордовик, разделенный К.В. Симаковым на толщи: а) стрелковскую — песчаников, алевролитов, аргиллитов с ранне-среднеордовикскими трилобитами — 1200–1400 м; б) анманджанскую — доломитовых известняков, известняков, песчаников, аргиллитов с трилобитами и брахиоподами среднего ордовика — 1100–1200 м; в) хитанинскую — красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов — 600–900 м.

Все три комплекса выступают на небольших участках, приуроченных к ядрам антиклинальных структур (см. рис. 57).

М.Л. Гельман и М.И. Терехов следуют заключению Д.С. Коржинского, но петрографического сходства омомонских и слюдяно-алданских пород было недостаточно для уверенного суждения об архейском возрасте омомонского комплекса, тем более что это не подтвердилось К-Аг датировками 1120–1140 млн. лет при разбросе от 206 до 645 млн. лет [Гельман, Терехов, 1968].

Однако недавно получены датировки изохронным Pb-U методом по циркону, выделенному из плагиогнейсов Ауланджинского блока:  $1950 \pm 50$ ,  $2800 \pm 50$  и  $3400 \pm 150$  млн. лет. Последняя дата позволила говорить о сопоставимости этих плагиогнейсов с древнейшими образованиями нашей планеты [Бибикова и др., 1978], хотя и в данном случае (как и в Охотском массиве) нельзя исключать возможность отнесения этих датировок к исходным породам или их метаморфизму, проявившемуся задолго до формирования складчато-метаморфических структур массива, происходившего до рифея.

Угловое несогласие между метаморфическим комплексом и рифеем зафиксировано только на Кедон-Мунгуджакском междуречье. Оно возможно и в других местах, где выступают метаморфические породы, а в низах рифейской толщи встречаются обломки гнейсов, кварцитов и гранитов. Но проявлялось ли несогласие в контурах массива повсеместно, особенно в синклиальных зонах, насколько длительным был дорифейский перерыв и каковы были масштабы до-



нов сопоставляет ее с верхами рифея Юдомо-Майского района Алданского шита. Но этому противоречат имеющиеся К-Аг датировки по аутигенному глаукониту от 957 до 483 млн. лет, указывающие на кембрийский и даже раннеордовикский возраст верхов комплекса. Вместе с тем, по М.И.Терехову, в отложениях, относимых к ордовику, наряду с ордовикскими найдены трилобиты из родов, обычных для верхнего кембрия Сибирской платформы. Следовательно, видимая верхняя часть терригенно-карбонатного комплекса, возможно, отлагалась в течение позднего кембрия и ордовика. Почти полное литологическое соответствие двух комплексов, относимых к рифею и ордовику, говорит об их вероятном вхождении в единую толщу. Этому предположению не мешают указание на то, что "на подстилающих образованиях отложения ордовика залегают, по-видимому (разрядка моя. - Н. В.), трансгрессивно" [Симаков, 1967, с. 57], и даже более определенные указания на предордовикские складчатые движения, с которыми было связано внедрение гранитов авлондинского интрузивного комплекса [Симаков, Шевченко, 1967]. Не мешают потому, что предордовикские или предверхнекембрийские складчатые движения, как и дорифейские, могли также локализоваться в отдельных участках антиклинальных зон, не распространяясь на синклиналильные. Все это как будто бы должно укреплять суждение А.П.Шпетного об Омолонском массиве как о структуре в основном каледонской консолидации. Но и в это заключение могут быть внесены коррективы.

Чередование антиклинальных и синклиналильных зон говорит о гетерогенности глубинного строения массива, подчеркиваемой различиями тектонического и седиментационного режима, сохранившимися вплоть до мезозоя. Большая длительность рифейского перерыва не доказана, и она может быть намного меньше (особенно ближе к синклиналильным зонам), чем это представлялось раньше. Рассмотрение рифейских и ордовикских отложений как образований платформенного чехла в известной мере прелвзято, так как терригенно-карбонатные отложения, даже мелководные, обычны для геосинклиналильных формаций. Омолонский ордовик имеет мощность 3 км, а рифей - 1,1 км, причем нет уверенности, что мы знаем полный их разрез. Имеются и другие данные, позволившие К.В.Симакову и В.М.Шевченко [1967, с. 91] полагать, что "в позднем протерозое, раннем и среднем палеозое Омолонская глыба не представляла собой стабильный в тектоническом отношении участок с типично платформенным режимом, как это принято считать, а обладала достаточно высокой подвижностью".

Можно думать, что в разделяющих геоантиклинальные поднятия синклиналильных зонах мощность отложений больше, а их фации более глубоководные. Гребни геоантиклинальных структур могли выступать в виде островов и питать терригенным материалом смежные прогибы, затопленные морем.

Представляется следующая последовательность додевонских событий, вытекающая из схемы предполагаемого строения массива (рис. 59).

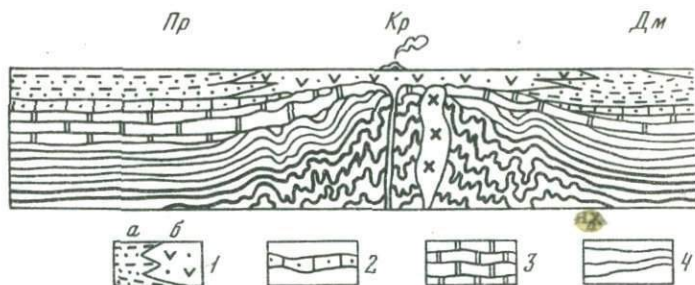


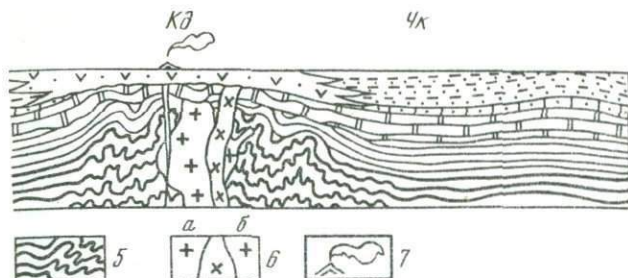
Рис. 59. Предполагаемое строение Омолонского поднятия в девонский период

1 - девонские отложения: а - депрессионного типа, б - вулканогенные геоантиклинального типа (кедонская серия); 2 - силур

До рифея в морском бассейне, заложившемся на формирующейся океанической коре, седиментация осадков сопровождалась подводным базальтовым вулканизмом. Этот этап развития завершился возникновением локальных зон поднятия и метаморфизма с образованием небольших ядер геоантиклинальных структур - Коркодонской, Кедонской и, возможно, Молонджинской (Правоомолонской). Это определило близкий к геоантиклинальному режим седиментации рифейских и ордовикских отложений в указанных зонах, тогда как между ними сохранялся депрессионный режим, вероятно, непрерывной седиментации. В пределах геоантиклинальных зон существовали острова, размеры которых увеличивались до конца ордовика. В них же локально проявились предордовикские складчатые деформации, сопровождавшиеся внедрением гранитов авлондинского интрузивного комплекса. Более широко складчатость проявилась в силуре, в результате чего ордовикские отложения были смяты и произошло внедрение гранитоидов Абкитского интрузивного массива. В депрессионных зонах в пределах массива седиментация морских осадков могла продолжаться не только до конца ордовика, но и в более поздние геологические эпохи.

Послесилурийская история Омолонского массива. Отчетливо выделяются два типа разрезов послеордовикских отложений. Первый распространен в антиклинальных зонах и отвечает геоантиклинальному режиму седиментации, второй приурочен к синклиналим зонам и отвечает депрессионному режиму. В Березовской и Еропольской зонах (Ушуракчанская зона по К.В. Симакову), расположенных вдоль северной окраины массива, для палеозойских отложений выделяется третий тип разрезов, в котором отчетлив переход к типичным ортогосинклиналим формациям (см. рис. 58, колонка 2).

В антиклинальных зонах девонские отложения начинаются с верхов живетского или франского яруса и залегают несогласно на ордовике и гранитоидах абкитского комплекса. К отдельным антиклинальным структурам приурочены наиболее сокращенные и маломощ-



(предполагаемый); 3 – ордовик; 4 – кембрий и рифей; 5 – дорифейский комплекс; 6 – гранитоиды: а – авлондического комплекса, б – абкитского комплекса; 7 – девонские вулканы

ные разрезы, в которых главное участие принимают прибрежно-морские осадки, а также продукты наземной вулканической деятельности андезитовой, главным же образом субшелочной липаритовой формации [Симаков, 1967; Симаков, Шевченко, 1967, 1974; Лычагин, 1974]. Наиболее характерны эти отложения для Кедонской зоны, откуда толща получила название кедонской. Сама толща еще до конца девона подвергалась складкообразованию и интродуцирована гранитоидными телами. П.П. Лычагин отмечает, что щелочной уклон вулканитов кедонской серии связан с развитием крупной Токур-Уряхской структуры Кедонской антиклинальной зоны и отвечает большой мощности "гранитного" слоя коры по сравнению с менее значительной ее величиной в Россошинской структуре той же зоны, где вулканиты кедонской серии приобретают щелочноземельный уклон.

В сторону седловин, разделяющих отдельные структуры антиклинальных зон, признаки геоантиклинального режима седиментации несколько сглаживаются, причем можно ожидать, что эффузивы кедонской серии, залегающие под ними, принадлежат к щелочноземельной серии, т.е. ближе к толеитам.

Каменноугольные отложения в сводовых частях антиклинальных зон почти не распространены, но уже на крыльях антиклинальных структур иногда появляются образования нижнего карбона, представленные морской песчано-глинистой толщей с подчиненными известняками. Эта толща лежит с перерывом на девоне и по р. Бургали начинается конгломератами с галькой гранитов и гнейсов. А.П. Шпетный отмечает, что море в течение раннего карбона покрывало не весь Омолонский массив; участки антиклинальных структур выступали в виде островов.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения в антиклинальных зонах, вероятно, вообще не отлагались. В это время, по К.В. Симакову, происходило общее поднятие Омолонского массива, не сопровождавшееся, по его мнению, складчатостью и интрузивными процессами. Однако пермские, местами также триасовые и нижнеюрские прибрежно-морские отложения занимают седловины, разделяю-

шие антиклинальные структуры [Тучков, 1957; Бычков и др., 1966; Полуботко, Репин, 1974]. Это свидетельствует о расчленении антиклинальных зон на отдельные острова. Некоторые крупные положительные структуры антиклинальных зон с девонского (или силурийского) времени служили постоянным источником поступления терригенного материала в разделяющие и прилегающие прогибы.

О палеозойских отложениях второго типа разрезов можно судить главным образом по их выходам, расположенным по окраинам синклинальных зон, в осевых частях которых они перекрыты мезозойской толщей (см. рис. 58, колонка 3). Уже в пределах крыльев антиклинальных поднятий мощность девонских отложений сильно возрастает и в крыльях Чеканихинской синклинальной зоны достигает 4 км и более. Наземные и прибрежные фации замешаются нормальными морскими отложениями, среди которых появляются и продукты вулканической деятельности, отлагавшиеся в подводно-морской обстановке. Нет никакой уверенности в том, что в синклинальных зонах девонские отложения покоятся на смятом в складки ордовике. Наоборот, можно допустить возможность присутствия здесь под полным разрезом девона силурийских отложений, без перерыва продолжающих разрез ордовика. Синклинальные зоны Омолонского массива могли представлять собой остаточные геосинклинальные прогибы. По краям этих зон, местами без перерыва, на фаменском ярусе залегают морские терригенно-карбонатные отложения турнейского и визейского ярусов.

Переход девонских и нижнекаменноугольных отложений в типичные геосинклинальные фации наблюдается непосредственно к северу и северо-востоку от Омолонского массива — в Ушуракчанской зоне по К.В.Симакову (Березовской и Еропольской зонах по С.М.Тильману).

В восточной, правоомолонской части массива, по К.В.Симакову включающей Молонджинскую и Чеканихинскую зоны, выявлен непрерывный разрез морских каменноугольных и пермских отложений, на которых согласно залегает нижний триас [Бычков и др., 1966], начинающий разрез морских мезозойских отложений и заканчивающийся средней юрой. В западных районах массива средне- и верхнекаменноугольные, местами и нижнепермские отложения, по-видимому, отсутствуют и на девонскую толщу в крыльях антиклинальных структур обычно ложатся верхнепермские отложения, с которыми также связаны триасовые и нижнеюрские. Средне-, верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения в правоомолонской части массива представлены кремнисто-карбонатно-терригенной толщей. В обеих синклинальных зонах позднепермские и триасовые (кроме норийских) отложения представлены карбонатными образованиями и углисто-глинистыми породами (горючими сланцами), а норийско-среднеюрские — преимущественно морской же песчано-гравелито-алевролитовой толщей. Мощность морских мезозойских отложений, достигающая 3 км, а в Приомолонском прогибе даже 7 км (см. рис. 58, колонки 1 и 3), свидетельствует о продолжавшемся несходящем развитии синклинальных зон, причем в крыльях Чекани-

хинской зоны видно, что седиментация морских осадков не прерывалась со среднего палеозоя, а возможно, и с более ранних эпох.

Известны и позднеюрские морские отложения, но валанжинские отмечены только на юго-восточной окраине Омолонского массива (в верховьях р. Кегали), в остальных районах которого в синклинальных зонах они, местами вместе с позднеюрскими, замещаются континентальными молассоидными образованиями, а иногда вулканогенными с породами андезитового и андезит-базальтового состава. Верхнемеловые и палеогеновые континентальные отложения, содержащие вулканогенные породы, имеют незначительное распространение и залегают на подстилающих толщах несогласно.

Складкообразование и формирование глыбовой структуры проявились особенно интенсивно в позднем мезозое и сопровождалось внедрением пород омолонского интрузивного комплекса, в составе которого выделяется серия щелочных габброидов (эссекситов, тешенитов и др.) и щелочных сиенитов. Последующий гранитоидный магматизм в пределах Омолонского массива не проявился, хотя имел место по его окраинам.

На примере Омолонского массива мы снова сталкиваемся с затруднением при попытках разграничения геосинклинального, орогенного и платформенного этапов.

А.П. Шпетный и Б.В. Пепеляев [1969; Шпетный, 1969] считают, что в основе массива залегает гетерогенный каледонский фундамент, а на нем — чехол, разделяемый им на четыре яруса. Нижний ярус (девон — нижний карбон) отвечает орогенному этапу каледонид, средний ярус (пермь — средняя юра) — рецессионному комплексу мезозоид, а верхний (молассоидные отложения юры — нижнего мела) — орогенному этапу развития мезозоид. Четвертый ярус — это вулканогенные образования позднего мела — палеогена (?). (Под рецессионным комплексом А.П. Шпетный подразумевает отложения срединного массива, одновозрастные с геосинклинальными граничащих с ним складчатых областей.)

В действительности гетерогенность массива связана не столько с его предысторией, сколько со всей историей его формирования. На раннем этапе образовались полигенные структуры антиклинальных зон, причем формирование Коркодонской, возможно и Кедонской, начавшееся, вероятно, еще в докембрии, несколько опередило развитие Молонджинской антиклинальной зоны, геоантиклинальный характер которой в среднем палеозое был выражен слабо. Кстати, доордовикские структуры в Молонджинской зоне нельзя считать доказанными. Седиментационные прогибы также развивались по-разному, причем Чеканихинский прогиб, отмерший позже Долоннинского, сохранил более отчетливые черты геосинклинального прогиба. Оба прогиба можно рассматривать как остаточные геосинклинальные, если условиться широко понимать этот термин, применяя его для тех стадий, пока сохранившийся от геосинклинальной области седиментационный прогиб не испытал инверсии.

Гижигинский прогиб ранее рассматривался как наложенный на докембрийский фундамент, что вытекало из признания структурного единства древних массивов Омолонского и Тайгоносского. Это мнение не увязывается с ортогеосинклинальной природной юго-восточной ветви Яно-Индибирского мегасинклинория, так как Гижигинский прогиб образовался на одном из ее восточных звеньев.

В связи с этим представляют интерес палеозойские отложения, изученные в пределах прогиба В.Г. Ганелиным [1971] и квалифицированные С.М. Тильманом и др. [1969] как эвгеосинклинальные или близкие к ним образования. Если это действительно эвгеосинклинальный комплекс, то наложение Гижигинского прогиба на докембрийское сиалическое основание, на котором настаивает С.М. Тильман, маловероятно. По В.Г. Ганелину, разрез охватывает полный комплекс отложений от визе-намюра до поздних горизонтов верхней перми суммарной мощностью до 4 км. Доминируют песчано-глинистые породы, но преимущественно вулканомиктовые, грауваккового типа, причем заметную роль играют кремнистые породы, туфы, лавы и лавобрекчии основного и андезито-базальтового состава. Разрез изучен в верховьях р. Парени в краевой зоне Гижигинского прогиба, чем можно объяснить преобладание в нижней его части прибрежных фаций, иногда с растительными остатками, хотя основная часть разреза образована морскими фациями. Авторы работы "Тектоника Северо-Востока СССР" [Тильман и др., 1969] правильно охарактеризовали эти отложения как эвгеосинклинальный комплекс зеленокаменных пород, насыщение которого породами спилито-диабазовой формации можно ожидать в осевой зоне прогиба, где палеозой погребен под мощной толщей мезозойских отложений.

Аналогичную (как и В.Г. Ганелин) характеристику каменноугольно-пермских отложений Гижигинского прогиба дает Б.М. Чиков [1975], выделяющий в них отдаленно-кремнистую и аспидную формации в нижнем карбоне и терригенную флишиодную в среднем карбоне — перми. Толща венчается верхнепермскими морскими отложениями. Мезозойская часть геосинклинального комплекса продолжает их без перерыва и, по данным Ю.М. Бычкова [1966], Ю.Н. Попова [1958], И.И. Тучкова [1957, 1962], включает все стратиграфические подразделения от индского яруса до оксфорда-кимериджа суммарной мощностью 5 км. С лейаса появляются андезиты и дациты и их туфы, особенно обильные в верхах разреза, относимых уже к кимериджу — титону и обладающих молассоидным характером. Указанные С.М. Тильманом нижнемеловые морские отложения в бассейне р. Кекали говорят о возможности по крайней мере эпизодического существования раннемелового пролива на месте Гижигинского прогиба. Под последний со стороны синклинальных зон Омолонского массива погружается комплекс морских рифейских и палеозойских отложений. Если в пределах этого массива нет сплошного дорифейского складчатого фундамента, то он не должен быть и под Гижигинским прогибом, геосинклинальная седиментация в котором была унаследована от океанической.

В течение последнего десятилетия опубликованы результаты достаточно детальных исследований, относящихся как к Тайгоносскому массиву, так и к другим структурным зонам полуострова, схема расположения которых показана на рис. 60.

Тайгоносский массив. Метаморфические породы массива, объединенные в авековский комплекс, занимают северную часть полуострова и в северо-восточном направлении прослеживаются в бассейн р. Парени. Как и в других подобных массивах, они обычно рассматриваются как фрагменты остаточного выступа докембрийского кристаллического фундамента или как часть Омолонского срединного массива, обособившаяся от него при образовании Гижигинского прогиба. Не вдаваясь в историю вопроса [Гнибиденко, 1969а], отметим, что в настоящее время можно признать установленным дорифейский возраст авековского гнейсового комплекса, помимо которого выделяется и рифейская толща.

Авековский комплекс, по-видимому, наиболее полно изучен И.Л. Жулановой [1974]. В его составе выделяют пургоносскую и коссовскую серии, все члены которых залегают согласно и составляют толщу мощностью около 7 км (рис. 61, колонка 1). Первая серия образована существенно глиноземистыми гранат-биотитовыми, иногда графитсодержащими гнейсами, гранат-пироксен-биотитовыми, биотит-двупироксеновыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами, основными кристаллическими сланцами и амфиболитами. Нижняя часть коссовской серии сложена в основном амфиболитами и мезолейкокрастовыми амфиболитовыми гнейсами, а верхняя — плагиогнейсами и амфиболитами. По первоначальному составу обе серии отвечали основным вулканогенным породам, в меньшей степени терригенным, преимущественно пелитовым осадкам.

Для амфиболита пургоносской серии получен К-Аг возраст 2880 млн. лет, а для гранатового гнейса — 2760 млн. лет; кроме того, имеется ряд значений от 1635 до 310 млн. лет, но большая их часть укладывается в интервал от 25 до 150 млн. лет. Не исключено, что максимальные цифры (2880 и 2760 млн. лет) датируют архейский возраст части исходного вещества пород или доскладчатого метаморфизма, осуществлявшегося в процессе формирования океанической коры. Тем не менее наиболее вероятен дорифейский возраст всего комплекса пород и его регионального метаморфизма. Это подтверждается присутствием в бассейне р. Парени рифейских отложений, не затронутых сколько-нибудь интенсивными изменениями. В нижней части комплекса породы метаморфизованы в гранулитовой фации, а в коссовской серии — в регрессивной (?) амфиболитовой. По М.А. Мишкину и В.С. Шкодзинскому и др. [1969], температура образования пород гранулитовой фации была 700–735°С при давлении около 10 кбар. Такое литостатическое давление могло быть достигнуто только в палеозое, если на пургоносскую серию легла еще толща отложений мощностью более 20 км. Так как этого не было, гранулитовый метаморфизм надо

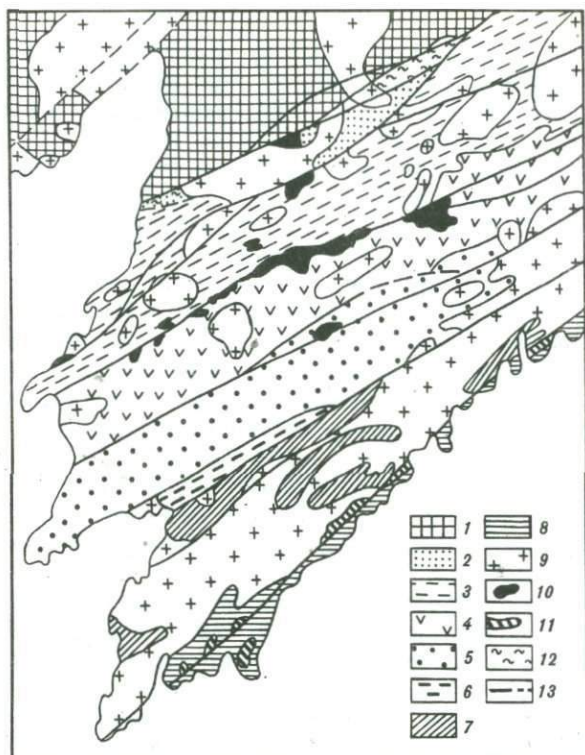


Рис. 60. Схема геологического строения п-ова Тайгонос по Н.Б. Заборовской и др. [1965, 1972], Н.А. Леоненко [1974, 1975]

1 – авековский комплекс дорифейских метаморфических пород; 2 – Пылгинская зона, сложенная пылгинской серией ( $P_2$ ); 3 – Тополовская зона, сложенная отложениями  $P_2$ ; 4, 5 – Теланская зона, сложенная: 4 – кимеридж-валанжинскими и 5 – баррем-альбскими отложениями; 6 – Вискичунская зона, сложенная юрскими и нижнемеловыми отложениями; 7 – Нейнегская зона, сложенная гранитоидами Восточно-Тайгоносского плутона, с блоками каменноугольных – верхнеюрских и нижнемеловых отложений; 8 – Прибрежная зона верхнеюрских и меловых отложений; 9 – гранитоиды преимущественно мелового возраста; 10 – основные интрузивные породы; 11 – гипербазиты; 12 – зоны смятия; 13 – разломы

объяснять и другими факторами (стресс, очень большая, до 1,5 млрд. лет, длительность преобразования исходных пород). Породы комплекса охвачены процессами гранитизации и мигматизации, не заходящими далее образования послойных мигматитов и сравнительно редких пегматитовых жил; связанные с этими процессами гранитные тела не возникали. Возраст этих процессов не установлен, но, вероятно, они проявились вслед за региональным метаморфизмом в гранулитовой фации и, возможно, близки к времени регрес-

сивного метаморфизма, считающегося дорифейским. Между тем И.Л. Лившиц [1972], выделяя поздний этап метаморфизма в фации зеленых сланцев, предполагает его соответствие внедрению поздне-мезозойских гранитоидов авековской группы. Это находит подтверждение в большом количестве К-Аг значений от 150 до 25 млн. лет. Состав авековских гранитоидов варьирует от диоритов и гранодиоритов до аляскитовых гранитов щелочноземельного типа тихоокеанской ассоциации, но отличается повышенным содержанием калия [Заборовская, 1978].

Рифейские отложения выделены несколько северо-восточнее Авековского гнейсового блока в бассейне р. Парени. Толща мощностью около 750 м в нижней части представлена аргиллитами и алевролитами, а в большей верхней части — также песчаниками, кварцитами и мраморизованными известняками с рифейскими строматолитами [Леоненко, 1974; Работнов, 1975]. Контакт рифея с гнейсовым комплексом не установлен. Кроме того, на п-ове Верхалам, лежащем на продолжении гнейсового массива, выступает менее метаморфизованная, чем авековский гнейсовый комплекс, толща полевошпат-кварцевых и биотит-кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев (до 800 м) и вышележащих мраморов, доломитов и кварц-полевошпатовых сланцев. Возраст толщи считается рифейским или раннепалеозойским, причем взаимоотношения ее с авековским комплексом также не установлены.

По И.Л. Жулановой, Тайгоносский массив ограничен круто падающими под него взбросами и был выведен на поверхность под действием значительного бокового сжатия.

Районы полуострова, лежащие южнее гнейсового массива, охарактеризуем кратко главным образом по материалам Н.Б. Заборовской и ее соавторов [Заборовская и др., 1965, 1972, 1977; Заборовская, 1978], Г.Е. Некрасова и его соавторов [Некрасов, 1971; Некрасов и др., 1971] и Н.А. Леоненко [1974, 1975].

На рис. 60 представлена несколько упрощенная схема геологического районирования полуострова, на которой к югу от Тайгоносского массива выделено шесть структурных зон и подзон северо-восточного простиранья: Пылгинская, Тополовская, Теланская, Вискичунская, Нейнегская и Прибрежная. Первые три зоны Н.Б. Заборовской объединены в Северо-Тайгоносскую, представляющую собой одноименный синклиниорий, Вискичунская же и Нейнегская соответствуют Южно-Тайгоносскому антиклинорию, объединенному с синклинорием понятием о собственно Тайгоносской складчатой зоне, являющейся частью Тайгоносско-Западно-Корякской системы поздних мезозойд [Заборовская, Некрасов, 1977]. Прибрежная зона рассматривается ею как окраинная часть продолжающегося сюда Пенжинского прогиба этой системы; большая часть зоны здесь находится под Охотским морем.

Все зоны (подзоны) разделены разломами, наиболее крупные из которых являются магмоконтролирующими. По северному из них, сопровождаемому Пылгин-Инчикской (Верхнепылгинской) зоной смятия, Северо-Тайгоносский синклиниорий отделен от Тайгоносского

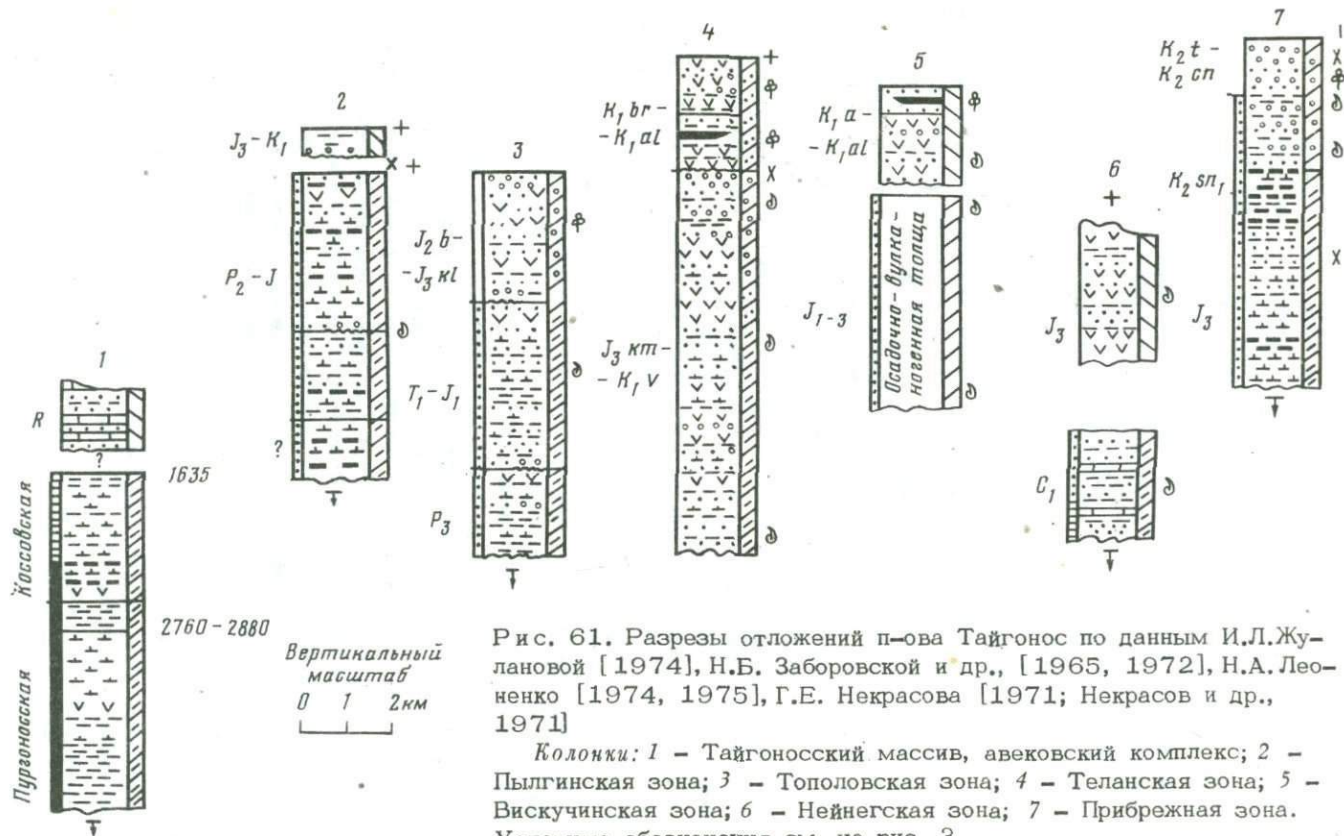


Рис. 61. Разрезы отложений п-ова Тайгонос по данным И.Л. Жулановой [1974], Н.Б. Заборовской и др., [1965, 1972], Н.А. Леоненко [1974, 1975], Г.Е. Некрасова [1971; Некрасов и др., 1971]

Колонки: 1 - Тайгоносский массив, авековский комплекс; 2 - Пылгинская зона; 3 - Тополовская зона; 4 - Теланская зона; 5 - Вискучинская зона; 6 - Нейнегская зона; 7 - Прибрежная зона. Условные обозначения см. на рис. 3

гнейсового массива, по Вискичунскому разлому этот синклиниорий граничит с Южно-Тайгоносским антиклинорием, последний же по Южно-Тайгоносскому разлому надвинут на Прибрежную зону.

Северо-Тайгоносский синклиниорий. Северную окраину синклинория составляет сильно дислоцированная Пылгинская зона (Пылгинский прогиб), прилегающая к Тайгоносскому массиву и представленная сравнительно узкой (до 12 км) полосой, значительную часть которой занимает приразломная Пылгин-Инчикская зона смятия, сопровождаемая телами меловых гранитоидов. Зона смятия частично развилась по гнейсам массива, причем, по И.Л. Жулановой, в ней встречены залегающие на гнейсах нижнепермские (?) отложения с обломками гнейса. Это дало ей основание утверждать существование архейского фундамента под Пылгинским прогибом. Однако прогиб имел, скорее всего остаточную-геосинклинальную природу, так как отлагавшаяся в нем пылгинская серия представлена эвгеосинклинальными формациями (см. рис. 61, колонка 2), залегание которых на гнейсах возможно только в краевой зоне прогиба.

В основании пылгинской серии выделяется динамометаморфизованная до зеленосланцевой и амфиболитовой фаций терригенно-кремнисто-вулканогенная толща мощностью 3-3,5 км с прослоями и пачками спилитов, кератофиров, фельзитов, основных и кислых туфов и туффов. Участие в ней мелкогалечных туфокогломератов и туфогравелитов может говорить о прибрежных (близ Тайгоносского массива) условиях ее образования. В северо-восточном направлении роль спилитов и основных туфов возрастает, причем появляются пластовые тела диабазов и амфиболитизированных габбро. Различными геологами возраст этой немой толщи оценивался от протерозоя - синия - раннего кембрия до перми; нами он принимается по Н.Б. Заборовской [1978] - в рамках раннего-позднего палеозоя. Основание толщи неизвестно, но, судя по ее принадлежности к формациям океаническо-эвгеосинклинального ряда, можно предполагать ее переход без крупного несогласия в аналогичный комплекс протерозоя и архея. Этим самым допускается выклинивание под Пылгинской зоной дорифейской складчато-метаморфической структуры Тайгоносского массива, что предполагает и Н.Б. Заборовская [1978].

Выше по разрезу пылгинская серия представлена охарактеризованными морской фауной верхнепермскими и мезозойскими песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, а в верхней части еще и конгломератами (до 6-7 км), которые затем наращиваются углесто-глинистыми сланцами и конгломератами (300-400 м), позднеюрский-раннемеловой возраст которых определяется по растительным остаткам. Мезозойская часть разреза имеет характер молассы, образование которой, вероятно, было связано с поднятием Тайгоносского массива. Весь комплекс отложений Пылгинского прогиба смят в складки и прорван интрузивными породами известково-щелочной серии габбро-гранитов.

Располагающаяся южнее Тополовская зона занимает более широкую полосу, граничащую со смежными зонами по магмоконтроли-

рующим разломам. В ее строении участвует сложенная в складки 8-километровая толща морских, преимущественно песчано-глинистых отложений от позднепермского до батского возраста (см. рис. 61, колонка 3). В нижней части этой толщи, подошва которой здесь неизвестна, подчиненную роль играют кремнистые и известково-кремнистые сланцы, известняки и андезиты, в средней — туфы и лавы основного состава, в верхней — андезиты, базальты, туфы, туфоконгломераты, появляющиеся еще в средней части разреза. Складкообразование, охватившее зону, приходилось на позднюю юру и начало раннего мела и сопровождалось внедрением габброидов и гранитоидов и региональным метаморфизмом в фации зеленых сланцев.

Еще южнее расположена Теланская зона, отвечающая наиболее прогибающейся части Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба. Она образована почти 15-километровой толщей морских, а в самой верхней части и континентальных отложений от кимериджского до апт-альбского возраста (см. рис. 61, колонка 4). Участие грубообломочного материала, роль которого увеличивается вверх по разрезу, а также базальтов, андезитов, дацитов, а в верхах и пирокластов липарито-дацито-андезитового и базальтового состава позволяет относить по крайней мере верхнюю часть этой серии к морской осадочно-вулканогенной молассе. Н.Б. Заборовская квалифицирует ее как орогенную формацию; это можно понимать в том смысле, что образование ее сопровождало орогенное складкообразование, происходившее в смежных районах Тайгоносского массива и Южно-Тайгоносского антиклинория.

Стратиграфическая мощность всего геосинклинального комплекса Северо-Тайгоносского синклинория превышает 20 км, что свидетельствует о громадной амплитуде прогибания коры, предшествовавшего формированию его складчатой структуры.

Комплекс образован формациями геосинклинально-депрессийного ряда, выражающими направленный процесс протекавшей с раннего палеозоя до раннего мела вулканогенно-осадочной седиментации от эвгеосинклинальных обстановок (кремнисто-спилито-кератофировая формация) до обстановок остаточного геосинклинального прогиба, когда отлагалась осадочно-вулканогенная моласса с эффузивами и туфами базальто-андезито-липаритовой группы формаций.

Океанические формации спилито-диабазового ряда, вероятно, залегают ниже по разрезу и эрозией не вскрыты. Можно согласиться с мнением Н.Б. Заборовской о заложении Северо-Тайгоносского геосинклинального прогиба на океанической коре, что подтверждается и геофизическими данными. По Н.Б. Заборовской [1978], опирающейся на данные многочисленных анализов, все эффузивы комплекса являются продуктами дифференциации подкоровой толеитовой базальтовой магмы. Щелочной характер ранне-позднепалеозойских пород спилито-кератофировой формации, вероятно, обусловлен не только дифференциацией исходной толеитовой магмы, но и последующим воздействием на них процессов метасоматоза. Источником формаций базальто-андезито-липаритовой группы были пре-

имущественно те же толеито-базальтовые, реже известково-щелочные магматические расплавы, но дифференциация их то доходила до образования базальтов, андезито-базальтов и андезитов, то шла дальше с образованием дацитов и даже редких липаритов. Последние появлялись на поздних этапах, когда очаги магмообразования могли возникать и в осадочной оболочке Земли. Все породы этой группы формаций Н.Б. Заборовской отнесены к нормальному щелочноземельному типу тихоокеанской ассоциации. Важно отметить, что смена спилито-кератофировой формации формациями базальто-андезито-липаритовой группы происходила, видимо, в позднем палеозое в непрерывном геосинклиальном разрезе и не была связана с инверсией развивавшегося до раннего мела геосинклиального прогиба.

Инверсия в его осевой зоне произошла в конце раннего мела, а севернее – с поздней юры-раннего мела, причем складкообразование сопровождалось внедрением пород Северо-Тайгоносского интрузивного пояса в интервале возрастных K-Ar датировок от 106 до 71 млн. лет. Интрузивные породы относятся к известково-щелочному типу или нормальному щелочноземельному типу Тихоокеанской провинции. Среди основных пород обычны кортландиты, но преобладают габбро, а среди кислых – кварцевые диориты и граниты как калиевого, так и преобладающего в южных частях синклинория натриевого ряда.

К постинверсионным образованиям относятся покровы оливиновых базальтов и их туфов, туфобрекчий, реже дацитов и их туфов с прослоями и линзами лигнитов, песчаников и алевролитов с остатками палеогеновой флоры. Толща этих пород мощностью до 1100 м залегает несогласно на геосинклиальном комплексе и прорывающих его гранитах.

Южно-Тайгоносский антиклинорий. Эта структура соответствует в основном Нейнегской структурной зоне, сложенной главным образом раннемеловыми габбро, плагиогранитами и гранитами натриевого ряда, образующими Восточно-Тайгоносский плутон. Вулканогенные и осадочные породы сохранились среди гранитоидов и по краям плутона в виде нескольких блоков, в которых по остаткам морских окаменелостей удалось установить наличие: 1) нижнекаменноугольной толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород и известняков – около 2,7 км; 2) пермско(?)–юрской терригенно-вулканогенной толщи с андезитами, андезито-дацитами, туфами андезитов, туффитами и туфопесчаниками – 2,7–3 км; пермский возраст нижней части толщи предполагается по редким отпечаткам *Desmyophyllum* sp., а позднеюрский большей, верхней ее части – с достаточной уверенностью по остаткам разнообразных двусторчатых моллюсков [Заборовская, 1978]. Не исключено, что геосинклиальная нижнекаменноугольная толща перекрывалась пермско(?)–мезозойскими осадочно-вулканогенными формациями геоантиклинального ряда с несогласием (см. рис. 61, колонка 6).

К северо-западу от Нейнегской выделена сравнительно узкая Вискичунская антиклинальная зона, сложенная морской (нижняя –

средняя и верхняя юра) терригенно-вулканогенной толщей с туфами андезитов и андезито-базальтов, туффитов, туфопесчаников и других вулканомиктовых пород. Мощность ее до 3,7–3,8 км. Выше согласно залегает континентальная верхнеюрско-нижнемеловая терригенно-вулканогенная толща с эффузивами и туфами андезитового, андезито-базальтового и андезито-дацитового состава, мощностью до 1,3 км. На ней лежат нижнемеловые угленосные отложения (360 м) (см. рис. 61, колонка 5). Н.Б. Заборовская рассматривает нижнюю толщу как геосинклинальный комплекс и сравнивает ее с формацией зеленых туфов, а верхнюю – как орогенный (молассовый) комплекс. Интрузивный комплекс Восточно-Тайгоносского плутона, возраст которого определяется К-Аг датировками в пределах 85–76 млн. лет, представлен разнообразными породами – от габбро и диоритов до плагиогранитов и гранитов известково-щелочной серии, отличающихся от интрузивных пород Северо-Тайгоносского синклиория постоянным преобладанием натрия над калием и большей глубиной своего образования.

Прибрежная зона, отграниченная от Нейнегской Южно-Тайгоносским разломом, сложена 8-километровой толщей терригенных и кремнисто-вулканогенных отложений, среди которых установлены стратиграфические подразделения от верхней юры до сеномана включительно [Заборовская и др., 1965]. В разрезе толщи участвуют спилито-диабазовая, кремнисто-терригенная, флишевая формации, а в верхней части – терригенно-молассовая. Выше лежащие позднеурон-коньякские отложения представлены лагунно-континентальной молассой мощностью до 1,3 км (см. рис. 61, колонка 7). Вдоль Южно-Тайгоносского разлома размещены тела передробленных пород гипербазитовой формации [Некрасов, 1971], обусловившие вместе с другими гипербазитами Тайгоноса максимальные для полуострова положительные аномалии силы тяжести и напряженные аномалии магнитного поля [Леоненко, 1975].

Небольшие тела гипербазитов размещены также в кремнисто-вулканогенной толще валанжина в районе мыса Поворотного. Гипербазиты превращены в серпентиниты, но сохранились местами в виде реликтов измененных гарцбургитов и дунитов. К контактам с несколько метаморфизованными кремнистыми и вулканогенными породами приурочены выходы эклогитов и эклогитовых амфиболитов. Нахождение здесь этих пород М.Л. Гельман и Г.Е. Некрасов считают необычным и относят их к отторженцам глубинных пород, вынесенным при интрузии или протрузии гипербазитов.

Строение южных зон п-ова Тайгонос представляет исключительный интерес не только в силу появления здесь позднемезозойских эвгеосинклинальных складчатых образований, но и в силу распространения их под северную область Охотского моря, что должно противоречить мнению о его эпиплатформенной природе. Поражает грандиозная суммарная стратиграфическая мощность осадочно-вулканогенных образований, которую можно оценить в 25–30 км. Истинная (вертикальная) мощность намного меньше, но она может оказаться близкой к этой оценке для толщ всего фанерозойского

геосинклинального комплекса. В то же время по данным гравиметрии Ю.Я. Вашилов [1977] определяет мощность коры под Тайгоносом всего лишь 2 км (под Омолонским массивом 35 км), причем кора базитового профиля лишена сколько-нибудь зрелого "гранитио-го" слоя. Это увязывается с эвгеосинклинально-океаническим типом отложений, крайне медленное накопление которых в течение докембрия и палеозоя (когда здесь были океанические условия) привело к образованию маломощного "базальтового" слоя коры, большая верхняя часть которой характеризуется "разубоженными" (от основных эффузивов) формациями видимой части разреза.

О природе Тайгоносского массива. Если Тайгоносский массив считать небольшим остаточным выступом архейского кристаллического фундамента, то трудно понять малую мощность коры и столь длительное его существование в окружении океаническо-эвгеосинклинальной обстановки накопления тут же глубоководных кремнисто-спилитовых образований. Впрочем, с каменноугольно-пермского времени от несомненно выступал как ядро геoaнтиклинального поднятия и влиял на характер отложения осадков в ближайших зонах (обломки гнейса в пермской толще Пылгинской зоны). Есть данные, говорящие о существовании его, по крайней мере на глубине, в рифе и до начала рифея.

Следуя Г.С. Гнибиденко [1969], мы склоняемся к представлению о Тайгоносском массиве (как и об Охотском) как о локальной складчато-метаморфической структуре, возникновение и развитие которой началось еще в докембрии.

#### БЕРЕЗОВСКАЯ И ЕРОПОЛЬСКАЯ ЗОНЫ

Эти зоны примыкают по глубинному разлому к Омолонскому массиву с севера и, в свою очередь, нарушены Березовской системой разломов. В обеих зонах, объединяемых К.В. Симаковым [1967; Симаков, Шевченко, 1974] для палеозойского времени в единую Ушуракчанскую зону, выходы палеозойских толщ приурочены к ядрам крупных антиклинальных или горст-антиклинальных структур: Маастахской, Ушуракчанскую Лево-Олойской и Еропольской. Разрезы этих толщ обладают переходным характером от геoaнтиклинального типа древних структур Омолонского массива к депрессионно-геосинклинальному (см. рис. 62, колонки 1, 2).

Древнейшими являются девонские отложения, имеющие, по С.М. Тильману, эвгеосинклинальный характер. Выше отмечается латеральный переход к ним геосинклинальных формаций кедонской серии Омолонского массива. По К.В. Симакову и В.М. Шевченко [1967, с. 89-91] "в основании видимой части разреза нижне-девонские образования на всей территории Ушуракчанской зоны представлены однотипными терригенно-туфо-кремнистыми отложениями (450-900 м) с прослоями известняков и эффузивов. Их накопление происходило в прогибе, отделенном от остальной, поднятой в то время части Омолонской глыбы субширотными Уляганским и Муруланским разломами". В начале эйфельского века в подводной

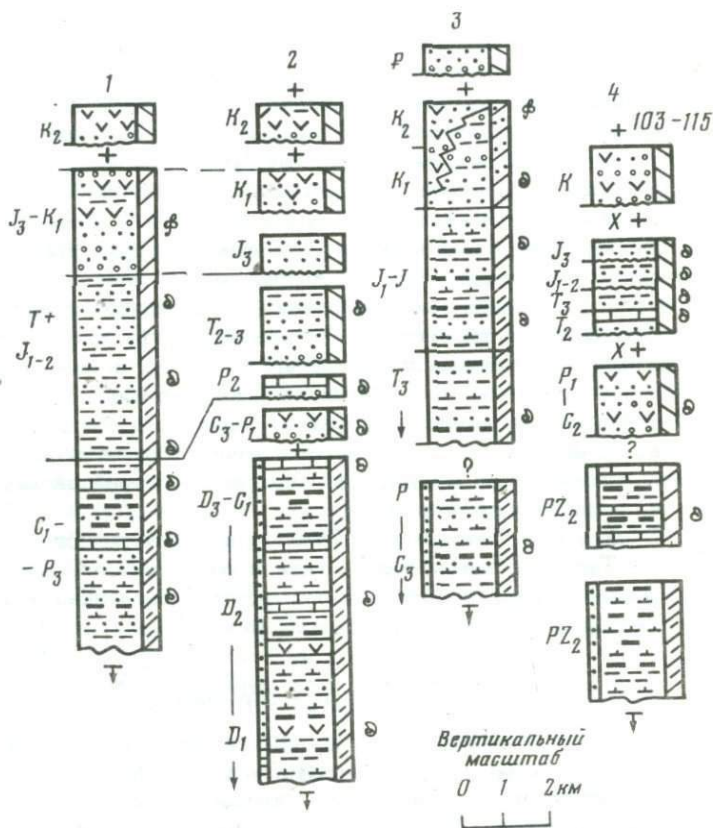
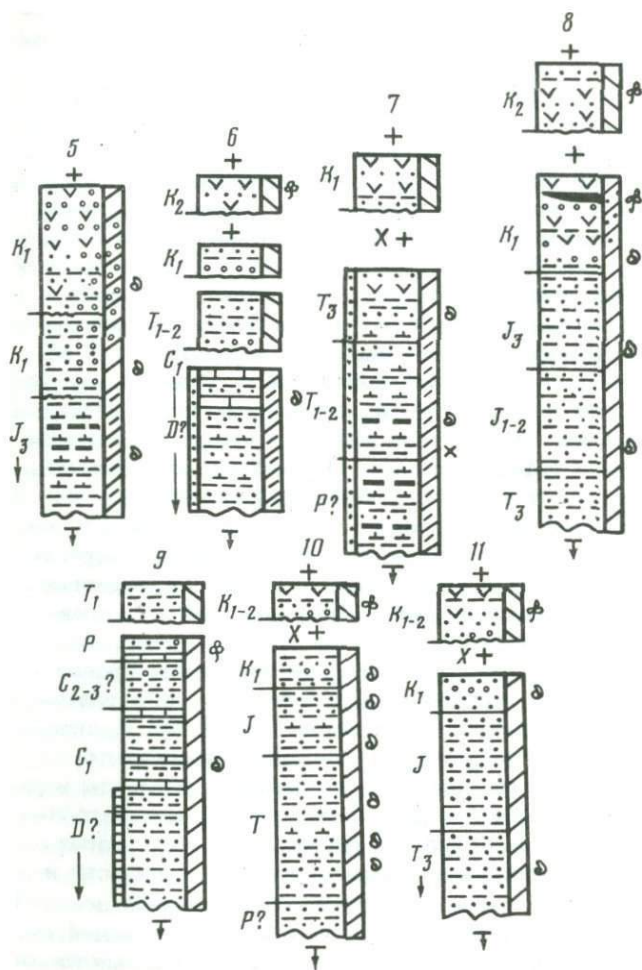


Рис. 62. Схематические сводные разрезы отложений Чукотской складчатой области по данным В.Ф. Белого [1969], М.Е. Горюдинского [1963], М.Е. Горюдинского и К.В. Паракецова [1960], Ю.М. Довгала и др. [1966], К.В. Паракецова [1961, 1966], К.В. Паракецова и М.Е. Горюдинского [1966], А.Я. Радзвилла [1964], А.Я. Радзвилла и Б.Ф. Палымского [1966], А.И. Садовского [1961, 1965], К.В. Симакова [1967], К.В. Симакова и В.М. Шевченко [1967], С.М. Тильмана [1962, 1973], В.С. Шульгиной и др. [1975], Геологии СССР, т. 30. [1970] и др.



Колонки: 1 - Березовская зона; 2 - Еропольская зона; 3 - Олойская зона, синклинальные прогибы, включая Умжувеемский; 4 - Олойская зона, антиклинальные структуры Яблонская, Сиверская, Надеждинская и др.; 5 - Южно-Анжуйский синклинорий и Айнахургенский прогиб; 6 - Малоанжуйский антиклинорий, Алярмаутская антиклинальная структура; 7 - Анжуйская зона, синклинальные структуры; 8 - Раучуанский прогиб; 9 - Куульский антиклинорий; 10 - Чайнская зона; 11 - Колжучинско-Мечигменская впадина. Условные обозначения см. на рис. 3

обстановке шло накопление лав и главным образом туфов среднего состава (250–600 м). В прогибах же, приуроченных к субширотным тектоническим нарушениям, формировались лавы и кристаллические туфы спилит-муджьеритового состава (400–500 м).

В среднюю стадию описываемого цикла происходило образование лав и туфов кислого и субщелочного состава (400–900 м), сменявшихся по простиранию вулканокластическими отложениями (250–400 м) с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и известняков. В западной и восточной частях зоны цикл закончился накоплением вулканомиктовых песчаников и известняков (60–300 м).

Позднеэйфельские, живетские и раннефранские отложения "в центральной части Ушуракчанской зоны представлены лавами и туфами кислого и субщелочного состава (900 м), которые к западу и востоку замещаются вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками, конглобрекчиями, туфами, силицитами и известняками с прослоями лав (до 500 м). По возрасту эти отложения соответствуют позднему эйфелю и живету. Раннефранские отложения в Ушуракчанской зоне отсутствуют [Симаков, Шевченко, 1967, с. 89]". От второй половины франского века до конца визе (среднегердинский этап) в Ушуракчанской зоне в приразломных прогибах, приуроченных к осевой и окраинным ее частям, в наземных условиях накапливались кислые лавы и туфы (до 800 м), а затем доломиты с прослоями гипса (до 600–700 м).

С.М.Тильман [1962, 1967 и др.] в выделенной им Еропольской зоне, отделенной от собственно Ушуракчанской зоны разломом, описал морскую терригенно-карбонатную формацию среднего-верхнего девона (более 1 км) с подчиненными вулканогенными породами и вышележащую кремнисто-вулканогенную формацию верхнего девона-нижнего карбона (до 2 км) со спилитами, кератофирами и другими основными и кислыми эффузивами. Этот разрез С.М.Тильман считает эвгеосинклинальным, что можно отнести и к нижней части описанных выше отложений Ушуракчанской зоны. Мощность осадочных и вулканогенных образований достигает 4 км.

Нижнекаменноугольные отложения – карбонатные, кремнисто-или терригенно-вулканогенные – обычно тесно связаны с девонскими, причем в Березовской зоне седиментация их продолжалась без существенных перерывов до поздней перми [Шульгина и др., 1975]. Однако в антиклинальных поднятиях наблюдаются сокращенные разрезы, в которых верхнекаменноугольные и пермские отложения разделены перерывами и залегают несогласно на девонских. По С.М.Тильману, это относится к Еропольской зоне (рис. 62, колонка 2), где нижнепермские отложения залегают несогласно на девонских и нижнекарбонных и представлены молассовой толщей, в которой местами участвуют вулканогенные породы. В этой же зоне известны позднепалеозойские плагиограниты и граниты, внедрение которых отвечало началу геоантиклинального этапа ее развития. Геоантиклинальным характером обладают и мезозойские отложения Еропольской зоны, из чего можно сделать вывод о боль-

шей "геосинклинальности"<sup>1</sup> Ушуракчанской зоны в палеозое по сравнению с Омолонским массивом, причем зона Еропольского антиклинального поднятия вступила в геоантиклинальный этап развития еще до начала перми. Однако усиление "геосинклинальности", но в северном направлении, наблюдается и в Березовской зоне. По данным В.С. Шульгиной и др. [1975], в турнейско-намюрской толще в этом направлении известняки сменяются частично туфоалевритами и пепловыми туффидами, а затем уже в средне- и верхнекаменной угольной толще появляются эффузивные диабазы и ледово-морские (!) отложения. Нижнепермские отложения существенно песчано-сланцевые, переходят севернее в алеврито-сланцевые, а верхнепермские — в карбонатную толщу. Все подразделения от турнейских до верхнепермских охарактеризованы морской фауной.

В Березовской зоне седиментация в условиях депрессионного режима продолжалась и в мезозое, где триасовые, нижне- и среднеюрские отложения слагают Северную и Южную синклинальные полосы. В составе отложений преобладают песчаники, алевролиты и сланцы, нередко находящиеся между собой в ритмичном переслаивании. Формации триаса и юры в этих структурах сходны с флишовой формацией верхнего триаса и юры Анюйской зоны. Очень близок и тип дислокаций. "Породы смяты в сложные наклонные и асимметричные складки с размахом крыльев до нескольких тысяч метров. Складки линейные, прослеживаются в длину на 15-20 км" [Тильман и др., 1969, с. 29].

Геосинклинальный комплекс Березовской зоны в северном направлении погружается под более молодые (верхнеюрские и нижнемеловые) отложения Олойской зоны. Но к этому мы вернемся ниже. Здесь лишь отметим наличие в южной части Березовской зоны верхнеюрских и нижнемеловых отложений молассового типа, а также верхнемеловых континентальных осадочно-вулканогенных образований (см. рис. 62, колонка 1). Их накопление происходило в остаточном прогибе и сопровождало складкообразование и поднятие. Вдоль северной окраины зоны, вероятно, в связи с разломами, ограничивающими ее от Олойской зоны, в течение раннемеловой эпохи имела место наземная вулканическая деятельность с образованием толщ эффузивных пород андезитовой формации. Здесь же внедрялись интрузивные тела позднемезозойских гранитоидов.

#### ОЛОЙСКАЯ ЗОНА

Олойская складчатая зона сложена главным образом мезозойскими отложениями, из-под которых палеозойские породы выступают в ядрах наиболее размытых антиклинальных поднятий. Наиболее крупные из них, Яракваамское и Алучинское, расположены в верховьях Большого Анюя и на междуречье этой реки с р. Яблон (приток Анадыря). Оба поднятия вместе с разделяющей их Айнакур-генской впадиной рассматриваются С.М. Тильманом как мезозойская

<sup>1</sup> Термин С.М. Тильмана.

тектоническая структура, имеющая в своей основе жесткий палеозойский фундамент. Он выделил эту структуру под названием Яблонского массива. Западнее массива палеозойские породы выступают в ядрах менее значительных антиклинальных поднятий Пеженского, Надежинского и Сиверского.

Судя по данным Ю.М. Довгала и др. [1966], А.А. Житецкого и В.Я. Радзвилла [1964], А.Я. Радзвилла [1964], А.Я. Радзвилла и Б.Ф. Палымского [1966], в разрезе Алучинского и Яракваамского поднятий Яблонского массива можно выделить (см. рис. 62, колонка 4): 1) толщу кварцитов, слюдисто-кварц-альбитовых, гранат-биотит-кварцевых, эпидот-кварц-актинолитовых сланцев и подчиненных им мраморов, амфиболитов, джеспилитов мощностью более 1000 м; 2) несогласно залегающую толщу светлых и пестроокрашенных дацитов, липаритов, их туфов и туфолов, песчаников и алевролитов с остатками обуглившейся древесины; в Алучинском поднятии имеются также известняки с остатками брахиопод и фораминифер; мощность до 310 м; 3) толщу туфогенных и других песчаников, кремнистых алевролитов, алевролитов, аргиллитов, пепловых туфов, андезитовых туфобрекчий, конгломератов с обломками эффузивных пород толщи 2. По обильным морским окаменелостям возраст толщи определен в интервале от верхов среднего карбона до нижней перми. Мощность ее 735 м. На ней с несогласием лежат мезозойские отложения, начинающиеся с ладинского яруса или верхнего триаса.

Ядро Надежинского поднятия также образовано толщей метаморфических сланцев, аналогичных таковой толщи 1, несогласно перекрытой кислыми эффузивами, сопоставляемыми с толщей 2 Яблонского массива. В Пеженском поднятии (между притоками Большого Анюя — Пеженкой и Банной) выступают спокойно дислоцированные осадочно-вулканогенные отложения нижней перми, несогласно перекрываемые норийскими и верхнеюрскими; причем в конгломератах последних в различной степени метаморфизованные отложения, вероятно, составляют единый геосинклинальный комплекс, отлагавшийся в палеозое, может быть, с докембрия. Примерно к такому же выводу пришел С.М. Тильман [1962, 1967], полагавший, что образование геосинклинальных осадков происходило в пределах всей Олойской зоны, включенной им в среднепалеозойскую Еропольскую эвгеосинклиналь. Лишь в местах зарождения и начала развития геоантиклинальных структур среднепалеозойские отложения утрачивали свой эвгеосинклинальный характер, сохраняющийся в обширных депрессионных зонах.

Верхнепалеозойские отложения в упомянутых поднятиях обычно имеют уже типично выраженный геоантиклинальный характер. Однако на междуречье Большого Анюя и его правых притоков Орловки и Мишкиной известна толща (см. рис. 62, колонка 4), содержащая, как и толща 3, остатки брахиопод, указывающие на раннепермский или позднекаменноугольный возраст отложений. Но представлена она преимущественно спилитами, пестроцветными туфами, кератофирами, туфоловами диабазов с прослоями известняков, песчаников и алевролитов. Под ней лежит зеленокаменный комплекс

диабазов и спилитов с подчиненным количеством кварцевых кератофигов. Аналогичная толща базальтов, спилитов и диабазов выступает и на Олойско-Ануйском междуречье "из-под отложений, охарактеризованных напоминающими сакмарские брахиоподами. Нижний возрастной предел этой толщи устанавливается по несогласному налеганию ее на девонские и раннекаменноугольные образования" [Довгаль и др., 1966, с. 47]. Несогласие, с которым залегают подобные отложения, возможно только для края эвгеосинклинального бассейна. Эту толщу мы поместили в основание видимого разреза геосинклинальных прогибов Олойской зоны (см. рис. 62, колонка 3).

Охарактеризованный выше эвгеосинклинальный комплекс верхнего палеозоя и резко отличные от него толщи 2 и 3 в общем одновозрастны, но представлены образованиями различных пространственно разобщенных формаций; признаки перехода между ними, вероятно, можно видеть к западу от бассейна р. Нижний Варгувеем, где в нижней половине толщи 3 появляются довольно мощные пласты и линзы туфов основного состава и отдельные пропластки основных эффузивов [Радзвилл, Пальмский, 1966].

Следовательно, отложения толщ 2 и 3 следует рассматривать как формации геоантиклинального ряда. Их образование происходило только в тех участках, где локализовалась складчатость, деформирующая геосинклинальный комплекс в предкаменноугольное время. Такими участками прежде всего и являются Алучинское и Яракваамское антиклинальные поднятия, где толщи 2 и 3 залегают несогласно на складчатом основании. До конца палеозоя геоантиклинальные структуры возникли и в районах Пеженского, Надежинского и Сиверского антиклинальных поднятий. Но на разделяющих их пространствах седиментация в эвгеосинклинальных условиях могла продолжаться непрерывно до конца палеозоя, а затем в мезозое. Этот вывод подтверждается фактом погружения под Олойскую зону геосинклинальных разрезов палеозоя и раннего мезозоя со стороны Березовской и Ушуракской зон и синклинальных прогибов Омолонского массива.

Мезозойские отложения (как и верхнепалеозойские) представлены в Олойской зоне двумя типами разрезов — геоантиклинальным, приуроченным к антиклинальным поднятиям, и депрессионным в разделяющих их геосинклинальных прогибах. Разрез мезозоя геоантиклинального типа представлен в районах Яблонского и других массивов. Верхнемезозойская часть этого разреза охарактеризована (см. рис. 62, колонка 4) выше как образованная формациями геоантиклинального ряда. Но и мезозойская отличается неполнотой, значительным участием грубообломочных прибрежно-морских фаций, а также продуктов наземной вулканической деятельности среднего, иногда и кислого состава. Седиментация происходила вблизи суши, представлявшей собой острова, отвечавшие антиклинальным поднятиям Алучинскому, Яракваамскому, Пеженскому, Надежинскому и Сиверскому. Формирование их происходило в позднем палеозое, а наиболее интенсивное поднятие и размыв — в поздней перми и начале триаса. Поэтому здесь верхнепермские и нижнетриасовые отложения отсутствуют; в это время внедрялись гипербазиты, габ-

16. Зак. 77

броиды, плагиограниты, лейкократовые граниты. Разрез мезозоя начинается с ладинского яруса, выделенного в Яблонском массиве, выше которого имеются разделенные перерывами прибрежно-морские отложения верхнего триаса и всех трех отделов юры; верхнеюрские отложения имеются также в Сиверском и Надежинском поднятиях.

В Яблонском массиве в поздней юре и раннем мелу происходило усиленное складкообразование и поднятие, а также внедрение габбро, диоритов и гранодиоритов. Размыв был и после нижнемеловой эпохи, но в пределах массива продолжалась наземная вулканическая деятельность. Здесь имеются останцы даже Анюйского и Алучинского позднекайнозойских вулканов. Продукты размыва сносились в Айнахургенский прогиб, развившийся между почти сходящимися на северо-западе Алучинским и Яракваамским поднятиями. Морской залив в нем удерживался почти до конца раннемеловой эпохи, причем мезозойские отложения представлены молассой мощностью более 5 км. Надваланжинская часть этой толщи отличается наибольшим обилием грубообломочного материала, прослоев основных и средних туфов, иногда и базальтов [Паракецов, 1961, 1966; Афицкий, 1967; Паракецов, Паракецова, 1973].

Разрез Айнахургенского прогиба (см. рис. 62, колонка 5) — уже депрессионного типа, и предтриасового несогласия здесь может не быть. Западнее разрезы депрессионного типа (см. рис. 62, колонка 3) в Олойской зоне имеют несравненно более широкое распространение, а слагающие их толщи — большую мощность. Начинаются они иногда с верхнетриасовых отложений, но не в силу того, что непосредственно подстилаются палеозойским складчатым фундаментом, а в связи с тем, что в синклиналиях они являются наиболее древними, вскрытыми эрозией. О седиментации здесь морских осадков в среднем триасе говорит упоминавшееся наличие морских отложений этого возраста на крыльях антиклинальных поднятий. Но можно с достаточной уверенностью считать, что в обширных геосинклинальных прогибах Олойской зоны морские триасовые отложения представлены полным (включая и нижний триас) геосинклинальным разрезом. На это указывает погружение под Олойскую зону со стороны Березовской отложений всех отделов триаса (а затем и юры), наращивающих геосинклинальный комплекс палеозоя и представленных толщей мощностью более 3 км. Весь триас и юру включает также эвгеосинклинальный комплекс, погружающийся и со стороны Анюйской зоны.

Нижне- и среднеюрские отложения, местами вместе с верхнетриасовыми распространены главным образом в северо-восточной части Олойской зоны, где представлены мощной толщей песчаников, алевролитов, кремнистых пород и вулканогенных песчаников. Верхнеюрские отложения наиболее распространены и характеризуются участием не только морских песчано-глинистых отложений, но и эффузивных пород — оливиновых и щелочных базальтов, трахибазальтов, трахитов и их туфов, аналогичных эффузивам верхнеюрской толщи Березовской зоны. В бассейне Большого Анюя С.М. Тильман отмечает в них окаменелости, характерные для возрастного интер-

вала от оксфордского до волжского яруса. Выше обычно согласно залегают морские отложения, приуроченные к осевым зонам синклинорий или к впадинам изометричных очертаний. Преобладают терригенные породы, преимущественно песчаники, среди которых эффузивы играют подчиненную роль. Представители морской фауны характеризуют главным образом берриас и валажжии, реже готерив и лишь в Умкувеевском и Айнахургенском прогибах — баррем, а возможно, и алт [Паракецов, 1961, 1966; Паракецов, Паракецова, 1973, 1974].

Вероятно, море в Олойской зоне существовало почти до конца раннемеловой эпохи. Однако нижнемеловым песчаникам во многих местах подчинены конгломераты, указывающие на появление новых местных источников сноса, обусловленное тектоническим расчленением бассейна. Это отчетливо доказывается палеогеографическими построениями К.В.Паракецова [1966].

Таким образом, максимальные погружения в Олойской зоне были связаны с унаследованными с палеозоя геосинклинальными прогибами, причем в некоторых из них эвгеосинклинальный режим седиментации сохранился до начала раннего мела. Суммарная стратиграфическая мощность мезозойских отложений в таких прогибах достигает 5–7 км. Некоторые исследователи оценивают ее даже до 8–10 км. С ростом палеозойских, а затем вновь возникавших антиклинальных поднятий площадь геосинклинального бассейна сокращалась и расчленилась участками островной суши, вместе с чем увеличивалась роль седиментации континентальных осадочных и вулканогенных образований. Окончательная деградация морского бассейна произошла в самом конце раннего мела, когда в складкообразование и поднятие были вовлечены последние остаточные прогибы.

Высказанные предположения близки к представлениям С.М.Тильмана. В противовес точке зрения Ю.М.Довгалея, А.Я.Радзвилла, В.А.Титова и М.Д.Часовитина, С.М.Тильман считает, что формации складчатого фундамента палеозойских массивов Олойской зоны никак не могут быть сопоставлены с осадочными и вулканогенными формациями платформенных областей. "Несомненно, мы имеем здесь дело с эвгеосинклинальными или близкими к ним образованиями" [Тильман и др., 1969, с. 18]. Таким образом, указанные палеозойские массивы сформировались в эвгеосинклинальной области и несут на себе чехол верхнепалеозойских и мезозойских образований. "По особенностям строения Березовской зоны, по наличию складчатого триаса в западной части Олойского прогиба и в Анейской зоне можно заключить, что в пределах северо-восточного Приколымья (исключая территорию палеозойских массивов) в раннем и среднем мезозое, а местами и в верхнем палеозое располагались достаточно крупные геосинклинальные прогибы, обладавшие общим тектоническим планом и примерно сходным режимом развития. Поэтому нельзя признать правильными те представления геологов, согласно которым Березовская и Олойская зоны попадают в разряд структур платформенного типа" [Тильман и др., 1969, с. 29]. Наши более ортодоксальные выводы отличаются

тем, что в них не отводится решающая роль позднепалеозойскому складкообразованию, сформировавшему только локальные структуры, но не сплошной фундамент Олойской зоны.

Следует согласиться с недавними выводами ряда исследователей [Шило и др., 1972, 1973; Тильман и др., 1974, 1977; Косыгин, Парфенов, 1977; и др.], утверждающих очень сходные геолого-исторические судьбы, пережитые этой зоной и Индигиро-Колымской впадиной, что позволило объединять их в единый Олойский (Алазейско-Олойский) эвгеосинклинальный бассейн. По нашему мнению, в его пределах имеет место "сквозной" разрез формаций океаническо-эвгеосинклинального ряда от раннего докембрия до юрской системы. Развитие же континентальной коры не достигло зрелой стадии, сохранились реликты субокеанической коры.

Южно-Аньюйский синклиорий (см. рис. 41). В течение позднего мезозоя вдоль северо-восточной окраины Олойской зоны развился наиболее устойчиво существовавший узкий седиментационный прогиб, отделявший эту зону от одновременно формировавшегося Малоанюйского антиклинория. Заполнявшие прогиб отложения (см. рис. 62, колонка 5) к концу раннемеловой эпохи подверглись складкообразованию, результатом которого и явилось формирование сложного Южно-Аньюйского синклиория (см. рис. 41). Северо-западный участок его известен под названием Камешковской, или Малоанюйской, впадины, центральный - Орловской впадины, а юго-восточный - Гремучинской, или Южно-Аньюйской. С последней, вероятно, связан расположенный северо-восточнее Нутесынский, вдающийся в Малоанюйский, антиклинорий.

О строении зоны в целом можно судить по данным С.М. Тильмана [1962, 1967], А.Я. Радзвилла [1964], А.Я. Радзвилла и Б.Ф. Пальмского [1966], но наиболее подробные сведения содержатся в работах К.Б. Сеславинского [1970] и А.И. Садовского [1961].

Древнейшими образованиями, выступающими в Орловской и Гремучинской впадинах, является зеленокаменная толща, в которой участвует типичная для эвгеосинклинальных зон ассоциация пород с кремнистыми сланцами, яшмами, спилитами, диабазами, андезит-базальтами, песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами и др. Редкие остатки ауцелл указывают на ее кимеридж-волжский возраст. Вдоль северного края синклиория здесь развиты глыбовые и брекчиевые агломераты с шаровыми спилитами. В этой же зоне происходило внедрение альпинотипных гипербазитов, габбро, а затем плагιοгранитов. Большую насыщенность этой краевой зоны магматическими образованиями К.Б. Сеславинский [1970] связывает с магмоподводящей ролью Ярканского разлома, отделявшего Южно-Аньюйский прогиб от Малоанюйского антиклинория.

Выше с небольшим несогласием залегает морская флишевая толща (600-2500 м), относящаяся к берриасу и валанжину. Еще выше лежит молассовая толща, замещающаяся южнее, т.е. в Олойской зоне, "субконтинентальными вулканогенно-осадочными обра-

зованиями". В это время северное крыло прогиба вовлекалось в складкообразование, причем вдоль Ярканского разлома формировалась толща кислых вулканитов и внедрялись штоки гранит-порфиров. Начался орогенный этап, и инверсия, по К.Б. Сеславинскому, постепенно распространилась на весь прогиб. В готериве он был разделен геантиклинальным поднятием на два пролива, заполнившиеся "нижней молассовой формацией" (от 400 до 1000 м) с остатками моллюсков готеривского яруса. Это были последние остатки морского бассейна, так как в барреме море окончательно покинуло Южно-Ануйскую зону. В межгорных впадинах происходило накопление баррем-аптских грубообломочных континентальных отложений "верхней молассовой формации", перекрываемой апт-альбской андезитовой формацией. В конце раннего мела по Ярканскому разлому внедрялись гранодиориты, имеющие К-Аг возраст 108-115 млн. лет; в позднем мелу здесь же образовались трещинные тела гранитов.

С.М. Тильман предполагает в составе эвгеосинклинального комплекса Гремучинского (Южно-Ануйского) прогиба не только верхнеюрские, но и более древние - до триасовых - отложения, особенности которых он связывает с проникновением сюда эвгеосинклинальных зон со стороны Анадыро-Корякской системы [Тильман и др., 1969]. Не вскрытые эрозией более древние (включая триас и палеозой) части разреза синклинория должны обладать таким же эвгеосинклинальным характером, как пермские и триасовые отложения Малоануйского антиклинория.

В районе наиболее западной Камешковской впадины синклинорий представлен главным образом его северным крылом (южное погребено четвертичными отложениями), примыкающим по крупному разлому к триасовой толще Малоануйского антиклинория. Благодаря этому юрские отложения здесь не обнажаются. Исключение составляет небольшой выход конгломератов и аргиллитов с ацеллами волжского яруса (или переходных к валанжинскому), залегающих в верховьях р. Второй Иринджи непосредственно на триасе.

В пределах впадины А.И. Садовский [1961, 1965] выделяет морские отложения валанжинского и готеривского ярусов. Валанжин представлен флишоидным переслаиванием аргиллитов и преобладающих аркозовых песчаников, причем последние состоят из обломков гранита и кислых эффузивных пород. Готеривская толща состоит из туфов андезитов и андезито-базальтов и подчиненных им известняков, мергелей и конгломератов. В верхней части толщи имеются прослои андезитов. А.И. Садовский морские отложения валанжинского и готеривского ярусов общей мощностью до 2,4 км рассматривает как молассовую формацию. Выше залегает немая эффузивная толща мощностью 1,2 км, состоящая в нижней части из андезитов, андезито-базальтов, плагиоклазовых порфиритов, андезито-дацитов, лавобрекчий и туфолав андезитового состава; встречаются спилиты. Верхняя часть толщи состоит из липаритов, их туфов и туфобрекчий мощностью до 250 м. Эффузивная толща залегает согласно на отложениях готерива, хотя на окраине впадины появляется несогласие, и тогда толща залегает непосредственно

на триасе. А.И. Садовский предполагает готерив-аптский ее возраст. Весь комплекс нижнемеловых отложений прорван интрузивными телами гранитов. Кроме того, в пределах впадины имеются покровы кайнотипных базальтов и андезито-базальтов, возраст которых условно определяется как палеогеновый. Выходы нижнемеловых морских отложений прогиба прослеживаются на северо-запад до низовьев Колымы, на левобережье которой они погружаются под чехол четвертичных отложений. Под ним морские отложения нижнего мела могут распространяться в пределы Приморской низменности и Индигиро-Колымской впадины.

Таким образом, к началу раннего мела складкообразование и поднятие охватили почти всю Олойскую зону. На месте прогиба сохранился сравнительно узкий Южно-Анюйский морской рукав, существовавший вплоть до готеривского века [Паракецов, 1966]. К северу от него располагались продолжавшие свое формирование складчатые горы Малоанюйского антиклинория, а к югу — горные сооружения, развивавшиеся на месте геосинклинальных прогибов Олойской зоны и Яблонского массива. Судя по палеогеографическим построениям К.В. Паракецова, погружение прогиба в течение ранних эпох мелового периода осложнялось формированием внутреннего поднятия. В начале барремского века произошло осушение Южно-Анюйского рукава, но прогиб вплоть до аптского века продолжал заполняться обломочным вулканическим материалом континентальной молассовой толши. Вероятно, уже в это время проявлялись складкообразование и интрузивный гранитоидный магматизм, но окончательное формирование складчатой структуры Южно-Анюйского синклинория завершилось в позднемеловое время.

#### АНУЙСКАЯ ЗОНА

Собственно Анюйской складчатой зоне отвечает сложнопостроенный Малоанюйский антиклинорий. Он занимает большую часть бассейнов рек Малого Анюя и Раучуа и включает сложные наиболее древними толщами мезозоя антиклинальные поднятия Алярмаутское, Копервеемское и др. Северо-восточнее расположена Раучуанская впадина, частично занятая заливом Чаунской губы. Складчатые структуры Анюйской зоны, имеющие общее северо-западное простирание, погружаются в область шельфа Восточно-Сибирского моря и прилегающей к нему Приморской низменности, а на юго-востоке перекрываются меловыми вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Малоанюйский антиклинорий. Палеозойские породы в виде отдельных участков выступают в ядрах наиболее глубоко эродированных брахиантиклинальных структур. В пределах наиболее значительного Алярмаутского антиклинального поднятия палеозойский комплекс общей мощностью до 1,8 км в своей нижней части представлен сильно дислоцированными биотитовыми и актинолитовыми сланцами, а в верхней — песчанистыми известняками, мраморами, глинисто-серицитовыми сланцами и вулканогенными поро-

дами (см. рис. 62, колонка 6). На основании палеонтологических находок верхняя вулканогенно-осадочная формация отнесена к визейскому ярусу [Городинский, 1963; Сизых и др., 1977], хотя нижняя часть комплекса, целиком представленного эвгеосинклинальными образованиями, может иметь и более древний возраст, вплоть до девонского.

Триасовые отложения в Алярмаутском поднятии залегают на палеозойских несогласно и отражают геосинклинальный режим седиментации. Однако формирование дотриасового основания, вероятно, локализовалось только в осевой зоне Малоанюйского антиклинория, куда входит и Алярмаутская структура. В других антиклинальных структурах антиклинория и его крыльях триас залегает согласно на немых эвгеосинклинальных образованиях, условно относимых к перми, и представлен разрезами геосинклинально-депрессийного типа (см. рис. 62, колонка 7). В составе пермской морской вулканогенно-осадочной формации С.М.Тильман [1962] находил чередование полимиктовых и туфогенных песчаников, песчанистых известняков, глинистых и кремнистых сланцев, пирокластических пород основного и среднего состава общей мощностью 1,7-2,3 км. Эта толща мало отличается от каменноугольной толщи Алярмаутского поднятия и в синклинальных зонах, вероятно, наращивает ее.

В составе отложений синклинальных зон (см. рис. 62, колонка 7), уверенно относимых к триасу, выделяются (по С.М.Тильману) ниже-среднетриасовая аспидная и верхнетриасовая флишоидная формации. Обе характеризуются участием в них продуктов подводной вулканической деятельности. Ю.Н.Попов отмечал близость форм раннетриасовой фауны к таковым из бассейна р.Кулу; имеются также формы, близкие к представителям фауны Сихотэ-Алинской складчатой области. Толща, содержащая эту фауну, сложена филлитизированными глинистыми, углисто-глинистыми, песчано-глинистыми сланцами, иногда филлитами, подчиненными им глинистыми известняками, песчаниками, а также туффитами, туфами, покровами порфиритов диабазо-спилитового состава или диабазами. Последние иногда считают интрузивными, но, судя по наличию основных туфов и туффитов, в пределах геосинклинального бассейна, несомненно, происходила подводная вулканическая деятельность. Вдоль Южно-Анюйского хребта значительную роль в составе толщи играют кремнисто-хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы, также с прослоями и линзами основных пород.

Ниже- и среднетриасовые отложения приурочены главным образом к антиклинальным поднятиям, в пределах которых они смяты в опрокинутые и лежащие складки. С ними в таких участках связаны многочисленные интрузивные тела не только диабазов, но и габбро-диабазов, габбро-диоритов, габбро, альпийских гипербазитов [Гельман, 1970]. Все это придает раннепалеозойскому Анюйскому бассейну отчетливо выраженный эвгеосинклинальный характер.

Верхнетриасовая флишоидная формация распространена главным образом в синклинальных зонах, где она сложно смята и разорвана разломами. Местами в ней среди преобладающих глинистых и угли-

сто-глинистых сланцев, песчаных и туфопесчаных пород, кроме основных эффузивов и туфов, отмечаются и андезитовые туфы. Мощность нижней толши 1,2-2 км, а верхней - до 2 км.

Морские юрские отложения, не установленные в развивавшихся в это время антиклинальных поднятиях Малоанюйского антиклинория, в его синклиналиных зонах и особенно крыльях наращивают геосинклиналиный разрез триаса. Об этом свидетельствуют изученные М.Е. Городинским и Д.Ф. Егоровым на левобережье р. Раучуа и по р. Китепвеем нижнеюрские глинистые и углисто-глинистые сланцы мощностью 700 м, залегающие согласно на отложениях триаса [Городинский, 1963]. Вообще же нижне- и среднеюрские отложения в рассматриваемом районе, вероятно, изучены плохо. Более определенные данные недавно получены о распространении на левобережье Малого Анюя палеонтологически охарактеризованных морских отложений геосинклиналиного типа от оксфордского до волжского яруса [Сизых и др., 1977]. Для кимериджского яруса здесь характерны вулканы спилито-кератофировой формации, свидетельствующие о сохранении эвгеосинклиналиных условий седиментации в депрессионных зонах до поздней юры.

Складкообразование, начавшееся в области Малоанюйского антиклинория, вероятно, еще в позднем палеозое, постепенно, особенно в течение юрского периода, распространялось на всю Анюйскую зону. Полное осушение всей области Малоанюйского антиклинория произошло только в конце поздней юры. Лишь местами в условиях геоантиклинального режима с поздней юры и до конца мелового периода происходила наземная вулканическая деятельность, в результате которой образовалась локально развитая толща эффузивов андезитового и липаритового состава.

Интрузивный магматизм начался еще до складкообразования с внедрения в осадочно-вулканогенную толщу палеозоя, а затем и мезозоя пластовых залежей, штоков и даек габбро, габбро-диабазов, диабазов, реже альпинотипных гипербазитов. Гранитоидный магматизм происходил в процессе складкообразования и вслед за ним, вероятно распространяясь по мере вовлечения в него все более окраинных зон. Большая часть крупных интрузивных тел внедрялась в течение поздней юры и раннего мела, о чем свидетельствуют К-Аг датировки, укладываемые главным образом в интервал от 150 до 115 млн. лет. Но внедрялись также и позднемеловые (послеаптские) граниты, среди которых выделяются имеющие на Чукотке широкое распространение биотитовые высокоглиноземистые граниты, отличающиеся высокой оловоносностью [Изох и др., 1969].

Морские осадки, отлагавшиеся в течение валанжина и готерива, имеются только в Тытельвеемском прогибе, осложнявшем антиклинорий на юго-восточном погружении [Паракецов, 1966; Паракецов, Паракецова, 1973, 1974].

Раучуанская впадина. Триасовые и нижнеюрские отложения геосинклиналиного комплекса Малоанюйского антиклинория погружаются под Раучуанскую впадину. Аналогичный комплекс погружа-

ется под нее и со стороны Чаунской складчатой зоны. Этим определяется принадлежность района Раучуанской впадины в триасе к единому геосинклинальному бассейну, включавшему как Анюйскую, так и Чаунскую зону.

Результаты изучения впадины и ее обрамления [Городинский, Паракещов, 1960; Городинский, 1963; Паракещов, Городинский, 1966] позволяют рассматривать впадину как унаследованный позднегеосинклинальный прогиб, так как здесь известен почти непрерывный 8-километровый разрез морских отложений, охватывающий верхний триас, юру и часть (валанжин и готерив) нижнего мела (см. рис. 62, колонка 8). Доверхнетриасовые отложения эрозией не вскрыты. Почти весь видимый разрез песчано-глинистый. Юрская часть разреза представлена раучуанской свитой песчаников (обычно аркозовых), углистых аргиллитов, алевролитов и глинистых сланцев (2200 м). Эта свита связана переходами с отложениями норийского яруса, в верхах ее содержатся остатки оксфорд-кимериджских ауцелл. В разных районах впадины в стратиграфических аналогах свиты найдены нижнеюрские и среднеюрские (?) окаменелости.

Отложения волжского яруса были известны раньше. Это нетпейвеемская свита, состоящая из конгломератов, туффитов, песчаников и глинистых сланцев с остатками средне- и верхневолжских окаменелостей. Выше волжских слоев залегают морские отложения валанжинского яруса: 1) утвеемская свита глинистых сланцев, алевролитов и песчаников и 2) погыденская свита аркозовых песчаников и глинистых сланцев. Погыденская свита по литологическому составу сходна с "аркозовой" раучуанской. Общая мощность отложений волжского и валанжинского ярусов достигает 2 км. Кроме слоев с ауцеллами валанжинского яруса, здесь выделены симбирскитовые слои готерива. Волжские, валанжинские и готеривские отложения представлены как морскими, так и прибрежными образованиями молассового типа.

Над симбирскитовыми слоями появляются эффузивы и туфы преимущественно андезитового, а также дацитового и липаритового состава с остатками нижнемеловых растений в прослоях осадочных пород. В верхах толши имеются пласты угля. Выше с несогласием залегают андезиты, базальты, дациты, липариты и их туфы, среди которых размещены прослои осадочных пород с остатками поздне-меловых растений. Верхнюю часть этой толши относят к палеогену [Городинский, 1963; Паракещов, Городинский, 1966].

Раучуанская впадина как позднегеосинклинальный прогиб обособилась начиная со среднеюрского времени, когда начали интенсивно формироваться складчатые поднятия Малоанюйского антиклинория и Чаунской зоны. Вероятно, в ее обрамлении уже к этому моменту были внедрены и подвергались размыву граниты, служившие источником поступления аркозового материала. До начала готеривского века в условиях прогибания отложилась толща юрских и валанжинских морских осадков мощностью до 4 км. По К.В. Паракещову [1966], здесь существовал широкий морской пролив, соединявший

Арктический океан с Тихим. Постоянный приток арктических вод был, видимо, причиной бедности органического мира в пределах Рачуанского пролива. По мнению К.В.Паракецова, аркозовый материал поступал с севера, с приподнятых участков Гиперборейской платформы. Но мнение о существовании в мезозое Гиперборейской платформы трудно примирить с существованием в то время Арктического океана.

#### ВОСТОЧНО-ЧУКОТСКИЙ МАССИВ

В восточной части Чукотского полуострова расположены две крупные структуры, сложенные палеозойскими отложениями и подстилающим их немым комплексом метаморфических пород. Обе структуры – северная и южная "глыбы" – обычно рассматривают как единый Восточно-Чукотский массив, составлявший часть Эскимосского, но в действительности обе глыбы самостоятельны, так как разделены довольно широким (30–100 км) Мечигменским прогибом, выполненным комплексом мезозойских геосинклинальных образований. Лучше изучена северная глыба, сложенная более полным разрезом докембрийских и палеозойских толщ. На северной глыбе, или на собственно Восточно-Чукотском массиве, мы и сосредоточим свое внимание. Схема его строения изображена на рис. 63. В западном направлении массив погружается под мелководье Чукотского моря, обнаруживая себя метаморфическими породами о-ва Колючин, на востоке же по другую сторону Берингова пролива продолжением его считается Юконский массив, занимающий большую часть п-ова Сьюрд (Аляска).

В выступе метаморфических пород Восточно-Чукотского массива многие геологи видят фрагмент докембрийского кристаллического фундамента Северо-Азиатского кратона, складчатый же палеозой при этом рассматривается как самостоятельный структурный этаж, послуживший фундаментом, на котором якобы всюду произошло заложение геосинклинального комплекса мезозоид Чукотской области.

В связи с этим особое внимание привлекает спорная проблема структурных взаимоотношений между палеозойскими отложениями массива и выступающими в их основании метаморфическими толщами. Вопрос этот специально изучался Г.С.Гнибиденко [1965, 1969а], в работах которого освещена и история вопроса.

Изучив структурные и возрастные взаимоотношения между метаморфическими породами и палеонтологически охарактеризованными отложениями палеозоя, Г.С.Гнибиденко пытался возродить возникшую еще в начале столетия точку зрения К.И.Богдановича, развивавшуюся затем А.В.Андряновым, Ф.А.Головачевым [1938] и другими исследователями, о непрерывности в едином разрезе немых метаморфических пород и палеозойских отложений. К нескольким иным выводам пришли О.Н.Иванов и Ю.В.Крюков [1973], В.И.Шульдинер, В.Ф.Недомолкин [1976], еще раз утвердившие идею существования архейского гнейсового фундамента.

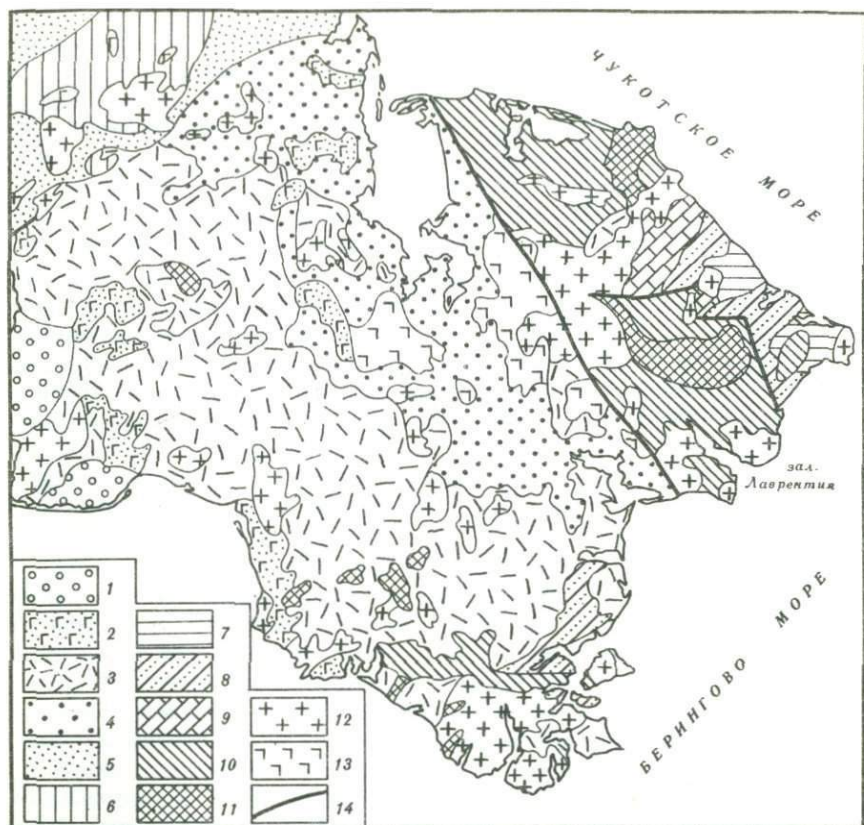


Рис. 63. Схема геологического строения восточной части Чукотского полуострова [Иванов, 1964]

1 - неоген-четвертичные отложения; 2 - третичные базальты; 3 - меловой вулканогенный комплекс; 4 - мезозойский осадочный комплекс Колючинско-Мечигменского прогиба; 5, 6 - мезозой (5) и пермь (6) Чаунской зоны; 7 - карбон; 8 - девон; 9 - ордовик и силур; 10 - рифей; 11 - дорифейский метаморфический комплекс; 12 - граниты; 13 - габбро и другие основные породы; 14 - разломы

Все геологи, изучавшие северную глыбу Восточно-Чукотского массива, выделяли в ее пределах три комплекса домезозойских пород: 1) гнейсов; 2) метаморфических сланцев и мраморизованных известняков; 3) лалеозойских отложений. На рис. 64 приведены упрощенные разрезы этих комплексов.

Комплекс гнейсов (см. рис. 64, колонка 1) наиболее полно изучен О.Н. Ивановым и Ю.В. Крюковым, разделившими его на ряд согласно залегающих свит суммарной мощностью около 7 км. Преобладают гнейсы и кристаллические сланцы, которым подчинены

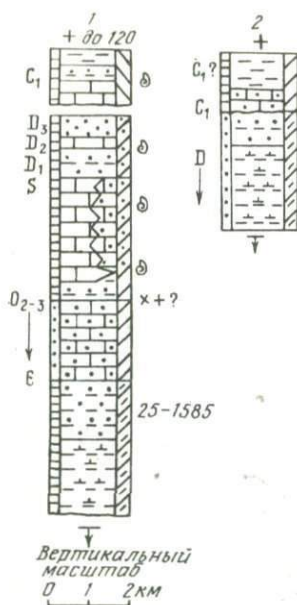


Рис. 64. Схематические разрезы докембрийских толщ Восточно-Чукотского массива по Г.С. Гнибиденко [1969а]

Колонки: 1 – Северный блок; 2 – Южный блок. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

амфиболиты и амфиболовые сланцы, а в верхней части – также мраморы, реже кальцифиры и кварциты. Кристаллические сланцы различны по составу – основные, кислые и высокоглиноземистые. По-видимому, первоначально комплекс отвечал осадочно-вулканогенным формациям эвгеосинклинального или океанического типа. Все породы подверглись региональному метаморфизму в нижней его части в гранулитовой фации, а в верхней – в амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой, проявилась также региональная мигматизация пород с образованием мигматит-плутонов, анатектитовых гранитов и метаморфогенных пегматитов. Глубинный магматизм, охвативший комплекс, происходил в такой последовательности внедрения: 1) гипербазиты (пироксениты, серпентиниты); 2) калиевые лейкократовые граниты и гнейсо-граносиениты; 3) анатектические граниты амфиболитовой фации; 4) калиевые лейкократовые граниты.

Комплекс метаморфических сланцев и известняков включает выделенные М.М. Орадовский сешанскую свиту микрокварцитов, карбонат-мусковит-эпидитовых сланцев, известняков и мраморов общей мощностью 700 м и согласно залегающую на ней икулврунскую свиту филлитовидных сланцев с прослоями кристаллических известняков – 250 м. В разрезе, изученном М.М. Орадовской, этот комплекс граничит с гнейсовым по разломам. Г.С. Гнибиденко, О.Н. Иванов и Ю.В. Крюков включили в него и некоторые другие образования, вместе с которыми его мощность они оценивают до 2,5 км, причем два последних автора в описанной ими по р. Чигитунь серии кельхин, параллелизуемой с сешанской, указывают позднерифейские онколиты. Вопрос о возрасте всего комплекса и его взаимоотношениях с гнейсовыми и палеозойскими отложениями составляет предмет дискуссии, которой коснемся ниже.

Палеозойские отложения (см. рис. 64, колонка 2). Нижняя их часть достаточно полно изучена М.М. Орадовской [1970, 1971]. Это существенно карбонатная толща мощностью до 2 км, укладываемая, по палеонтологическим данным, в интервал от верхнего ордовика до нижнего девона. В ее основании Г.С. Гнибиденко обнаружил остатки ископаемых, позволяющие видеть в самых низах разреза слои, возможно, среднего ордовика. Глинистые слан-

цы и известняки в карбонатном разрезе, описанном М.М. Орадовской, играют небольшую роль только в лландовери-нижнелудловской его части. Однако еще А.В. Андрианов и Ф.А. Головачев наблюдали переходы известково-сланцевой толщи, содержащей табуляты и амфипоры, в метаморфизованные породы сложного состава.

По данным Г.А. Жукова, Э.Г. Жуковой, О.М. Петровой [Гнибиденко, Шашкин, 1969; Гнибиденко, 1969а], выделяется занимающая более высокое стратиграфическое положение песчано-глинистая толща (1,3 км), отнесенная к нижнему - верхнему девону, хотя в заключенных в ней пачках известняков встречены только окаменелости живетского яруса. В этой толще впервые появляются аркозовые песчаники, свидетельствующие о поступлении в седиментационный бассейн продуктов разрушения гранитов и гнейсов. Нижнекаменноугольные отложения залегают на девоне с несогласием, хотя обнаружены и постепенные переходы. Это толща известняков с прослоями глинистых сланцев и вышележащая толща сланцев с подчиненными им песчаниками и известняками; обе - с остатками визейских фораминифер, брахиопод и кораллов; мощность их 650-700 м.

Еще выше лежит "немая" утэнская свита (500-550 м) аркозовых и кварцево-известковистых песчаников, филлитовых, серицитохлоритовых и других сланцев, с прослоями известняков. Ее условно относят к наморскому ярусу, но можно предполагать в ней участие средне- и верхнекаменноугольных отложений.

Палеозойские отложения смяты в складки и прорваны телами гранитов, большая часть которых считается позднемезозойской. В южной части массива, особенно вдоль рубежа, отделяющего от него Колючинско-Мечигменский прогиб, распространены крупные массивы ультраосновных и основных пород. Каменноугольные отложения установлены также в пределах южной глыбы.

О взаимоотношениях и возрасте метаморфических комплексов Восточно-Чукотского массива нет единого мнения. Для пород гнейсового комплекса имеются многочисленные K-Ar определения возраста, дающие широкий разброс значений - от 80 до 1676 млн. лет. О.Н. Иванов и Ю.В. Крюков значения в интервале от 80 до 936 млн. лет относят к этапу преобразования пород главным образом в эпоху мезозойских тектонических и магматических процессов, что частично находит подтверждение в наличии многочисленных тел позднемезозойских (меловых) гранитов. Следуя Л.И. Салопу, они считают, что возраст докембрийских пород нужно принимать по наиболее древним, "реликтовым", значениям. Но более высокие значения (1570-1676 млн. лет) они не сочли "реликтовыми" (т.е. не приняли за возраст минералов исходных пород), а отнесли к процессам мигматизации. Далее О.Н. Иванов и Ю.В. Крюков ссылаются на мнение многих ученых, которыми установлено, что определение возраста по валовым пробам занижает истинный возраст примерно в 1,5 раза. В связи с этим они пишут, что "действительный возраст региональной мигматизации может определяться, вероятно, в пределах 2-2,5 млрд. лет. Толща исходных кристаллических пород, несомненно, имеет более древний воз-

раст" [Иванов, Крюков, 1973, с. 55]. Об этом же, по их мнению, говорит региональный метаморфизм в гранулитовой фации и ультра-метаморфизм.

Здесь привлечен целый арсенал аргументов для обоснования архейского геологического возраста гнейсового комплекса. Но, даже не исключая такую древность, по крайней мере нижней его части, все же нужно признать вполне реальным возраст метаморфизма и мигматизации в пределах полученных максимальных значений 1570–1676 млн. лет. Трудно понять, почему эти значения не "реликтовые" в понимании этого термина Л.И. Салопом (могли быть и большие значения, относящиеся к реликтовым минералам исходного вещества низов толщи). Тем, не менее формирование складчато-метаморфической структуры ядер Восточно-Чукотского массива могло начаться 1570–1676 млн. лет назад, т.е. в конце среднего протерозоя, и продолжаться затем в рифее и палеозое.

Более молодой комплекс метаморфических сланцев и известняков в объеме сешанской и икулврунской свит М.М. Орадовская отнесла условно к кембрию – ордовику, с чем согласился Г.С. Гнибиденко, установивший постепенный переход от этого комплекса к палеонтологически охарактеризованной ордовикско-силурийской карбонатной толще. Этот переход им описан в разрезах, изученных в ряде мест на побережье Чукотского моря близ устья р. Чегитунь, на побережье Берингова пролива между бухтой Пуотен и устьем р. Рыбной, а также к северу от бухты Провидения. В силу согласных взаимоотношений все три комплекса, по Г.С. Гнибиденко, дислоцированы в едином структурном плане, что вытекает из его схемы строения Восточно-Чукотского массива, изображенной на рис. 65. Согласные взаимоотношения между верхним метаморфическим комплексом и палеозойскими известняками и сланцами ранее была описаны А.В. Андриановым и Ф.А. Головачевым [1938]. По данным Г.С. Гнибиденко, нет ни одного факта, указывающего на трансгрессивное залегание палеозоя на метаморфический комплекс Восточной Чукотки, последний же, по его мнению, связан переходом с гнейсовым. Не приводят таких фактов также О.Н. Иванов и Ю.В. Крюков, все же отнесшие метаморфизованный комплекс осадочных пород к верхнему протерозою, а гнейсовый к архею-нижнему протерозою.

Впрочем, описанный ими в среднем течении р. Чегитунь и у мыса Сешан разрез метаморфического комплекса отличается от разрезов ордовикских свит М.М. Орадовской более сильным метаморфизмом и отсутствием микрокварцитов. Толща, отнесенная здесь к сешанской свите, состоит из "эпидотовых, хлорит-эпидотовых, амфибол-хлоритовых, серицит-кварц-хлоритовых сланцев, а также из известковистых песчаников, филлитовидных сланцев, мраморизованных известняков с онколитами, metabазальтовых туфов и порфиридов" [Иванов, Крюков, 1973, с. 56]. Она имеет, скорее всего, эвгеосинклиальный характер. О.Н. Иванов и Ю.В. Крюков отмечают в ее основании базальные конгломераты, залегающие на кристаллических мигматизированных сланцах (очевидно, слоистых),

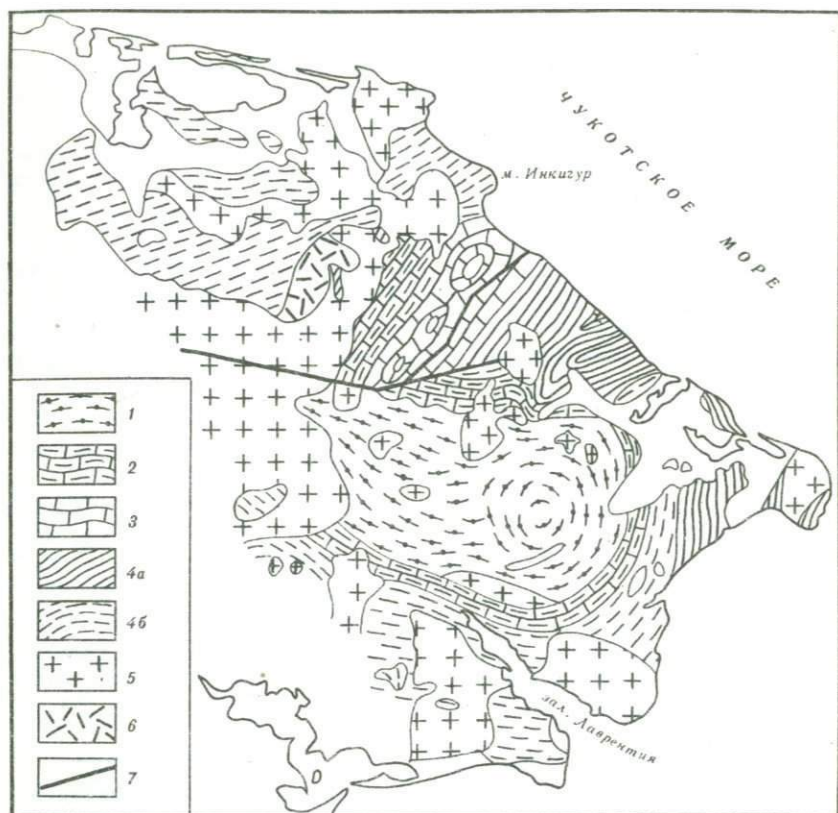


Рис. 65. Строение Восточно-Чукотского массива по Г.С. Гнибиденко [1969а]

1 – гнейсовый комплекс; 2 – переходный комплекс метаморфизованных пород; 3 – карбонатная толща ордовика – силура; 4 – девон и карбон: а – неметаморфизованные отложения, б – метаморфизованные до кристаллических сланцев; 5 – мезозойские гранитоиды; 6 – меловые эффузивы; 7 – разломы

но углового несогласия, как и состава гальки конгломератов, не описывают. Между тем им, по-видимому, не были известны данные Г.С. Гнибиденко, описавшего в бассейне р. Утавээм между кутовой частью залива Лаврентия и оз. Коолень постепенный переход от подобной толщи к гнейсовому комплексу. По этим данным, в нижней части переходной толщи преобладают биотитовые, гранат-биотитовые и другие кристаллические сланцы, чередующиеся с мраморизованными, иногда слюдястыми известняками. Им подчинены биотитовые, биотит-гранатовые, хлорит-биотитовые и пироксен-биотитовые гнейсы. Выше по разрезу степень метаморфизма уменьшается и преобладающая роль принадлежит полевошпат-мусковит-кальцит-

кварцевым, эпидот–мусковит–кальцит–кварцевым, кальцит–мусковит–кварцевым, эпидот–актинолит–биотит–полевошпатовым и другим сланцам и подчиненным им прослоям и линзам мраморизованных известняков. Местами в верхах переходной толщи породы представлены хлоритовыми, углисто–серичит–хлоритовыми, филлитовыми сланцами. Мощностъ всей толщи, переходной от гнейсового комплекса к карбонатной толще палеозоя, по Г.С. Гнибиденко, 1,5–2 км.

Все это сообщает достаточную убедительность выводам Г.С. Гнибиденко о наличии в Восточно–Чукотском массиве непрерывного разреза от гнейсового комплекса до палеозойской осадочной толщи, хотя, по нашему мнению, это не исключает: 1) докембрийского (вплоть до среднего или раннего протерозоя) возраста гнейсового комплекса и 2) местных перерывов в надгнейсовой части разреза.

Один из таких возможных перерывов и отмечен базальными конгломератами, описанными О.Н. Ивановым и Ю.В. Крюковым. В то же время в непрерывных разрезах граница между метаморфизованными породами и неметаморфизованными, как и граница между терригенно–вулканогенными или эвгеосинклинальными образованиями и карбонатной толщей, является, скорее всего, скользящей. На первое указывает заметный метаморфизм, проявившийся даже в девонских, местами и в нижнекаменноугольных отложениях, на второе же – выявленный в восточной части массива латеральный переход от метаморфических пород к эвгеосинклинальной зеленокаменной толще, включающей основные эффузивы, терригенные породы и известняки со среднедевонскими окаменелостями (см. рис. 64, колонка 3).

На основании всего изложенного можно предполагать, что в пределах рассматриваемого района на базальтовом ложе океанического или эвгеосинклинального бассейна формировалась крупная геосинклинальная складчато–метаморфическая структура. Зарождение ее еще в подводных условиях могло начаться в среднем протерозое около 1700 млн. лет назад, но развитие структуры продолжалось и в течение палеозоя, вероятно, вплоть до раннего карбона. По мере вовлечения в процессы складкообразования и метаморфизма новых участков седиментационного бассейна происходил рост этой структуры, вместе с чем развивавшиеся процессы гранитизации, мигматизации и гранитоидного магмообразования обуславливали формирование крупного блока “гранитного” слоя коры. Объективные геологические данные позволяют утверждать, что возникновение островной суши здесь, вероятно, произошло только с девона, т.е. со времени появления обильного терригенного материала аркозового состава. Завершение формирования всей структуры и полного осушения массива следует отнести к концу раннего карбона или к среднему карбону, после чего его восходящее развитие продолжалось в наземных условиях. В позднем мезозое, в эпоху усиления тектоно–магматической активности всей Чукотской складчатой области, внедрялись граниты.

К югу от собственно Восточно–Чукотского массива расположен другой выступ гнейсов, отделенный Колочинско–Мечигменским про-

гибом. Как указывалось, этот выступ рассматривают как выход кристаллического фундамента южной глыбы. По тектоническим контактам к гнейсам примыкает палеозойская толща, отражающая геодинамический характер ее седиментации. В составе толщи имеются известняки с визейскими окаменелостями, выделенные на о-ве Аракамчичен и в берегах бухты Румилет. Палеозойская толща погружается под Колочинско-Мечигменский прогиб. Считается, что и подстилающий ее гнейсовый комплекс также погружается под этот прогиб, где большинством геологов предполагается структурная связь докембрийских структур северной и южной глыб, составлявших некогда единое целое. Мы же допускаем индивидуальность структур обеих глыб, скорее всего представлявших собой самостоятельные ядра роста складчатой сиалической коры.

#### ЧАУНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Геодинамическая структура Восточно-Чукотского массива и в мезозое осложняла строение и развитие геосинклинальной области. Менее значительные выступы палеозойских пород имеются и внутри самой Чаунской зоны (см. рис. 41). Один из них слагает ядро Куульского антиклинория, подрезаемого с севера берегом пролива Лонга. Здесь, по М.Е. Городинскому [1963], в основании разреза залегает песчано-сланцевая толща, вероятно, девонского возраста. Выше лежит столь же мощная серия песчаников, алевролитов и сланцев с прослоями и линзами известняков с остатками визейских брахиопод. К востоку от мыса Кибера в аналогичной толще встречены визейские кораллы и брахиоподы. Общая мощность древних отложений в этих участках до 4,5 км. Сильный метаморфизм, проявившийся в низах палеозойского комплекса, послужил поводом выделить здесь выступы докембрийского фундамента. По р. Пегтымель на филлитовидных сланцах и песчаниках, содержащих прослойки известняка с остатками визейских и намюрских кораллов, лежат более молодые отложения. Они представлены немой толщей филлитизированных сланцев с прослоями известняков и конгломератов мощностью до 2 км. Эта толща может относиться к среднему и верхнему карбону. В пределах Куульского антиклинория в основании нижнего триаса зафиксировано несогласие. Таким образом, характер палеозойской толщи и взаимоотношения ее с триасовой в Куульском антиклинории и Алярмаутском антиклинальном поднятии сходны. И в том и другом районах в палеозое происходило накопление терригенных осадков, расположение источников поступления которых неясно. В обоих поднятиях имеются признаки проявления складчатости в позднем палеозое или в начале триаса.

К юго-востоку от Куульского антиклинория расположено Куэвуньское антиклинальное поднятие с ядром, также сложенным палеозойской терригенно-карбонатной толщей. Аналогичная толща выступает и по р. Ванкареем. Более точный возраст палеозойских отложений здесь не установлен.

Сведения о пермских отложениях Чаунской зоны очень ограничены. К востоку от Чаунской губы предположительно к перми относят толщу известняков и песчаников, а восточнее, в районе мыса Шмидта, Е.П. Тараканов в песчано-глинистых и углисто-глинистых сланцах обнаружил остатки кардаитов и хвощей. Эту часть толщи относят к нижней перми [Городинский, 1963]. Но здесь присутствуют и верхнепермские слои, так как, по Е.П. Тараканову, пермские отложения кверху постепенно сменяются нижнетриасовыми.

Таким образом, в антиклинальных поднятиях Чаунской зоны в одних местах палеозойский геосинклиальный комплекс перекрыт триасом несогласно, но в других — разрез нижнего карбона наращивается "немой" толщей, возраст которой может быть средне- и позднекаменноугольным. Вместе с тем в пределах Чаунской зоны выделяются палеонтологически плохо охарактеризованные пермские отложения, тесно связанные с вышележащими триасовыми. Все это позволяет считать предраннетриасовое несогласие в Куульском антиклинории локальным, а его палеозойское ядро — геоантиклинальной структурой, развивавшейся в геосинклиальном бассейне в позднем палеозое. Возможно, геоантиклинальными являются структуры и в выходах палеозоя Куэкувуньского поднятия в бассейне р. Ванкареем.

Мезозойская часть геосинклиального комплекса, широко распространенная в пределах Чаунской зоны, также плохо изучена. В ее составе тоже преобладают песчано-глинисто-сланцевые, местами флишoidные толщи с подчиненными песчанистыми известняками, в верхах и с конгломератами. Возможно присутствие туфогенных пород и основных эффузивов. Стратиграфия этих отложений почти не разработана, но остатки морских окаменелостей, найденные в различных местах, указывают на образование их до юрского периода, местами до раннего мела. На палеогеографической карте, составленной К.В. Паракецовым [1966] для валанжинского века, море занимало часть Чаунской зоны, прилегающей непосредственно к Чаунской губе (Раучуанский пролив), но главная акватория занимала южную окраину Чаунской зоны и распространялась на область Корякского нагорья и современного Берингова моря. Значительная северная часть Чаунской зоны представляла собой сушу, распространявшуюся, по К.В. Паракецову, на прилегающую область современных Восточно-Сибирского и Чукотского морей, включая район о-ва Врангеля.

Образование здесь обширной (но не столь обширной, как у К.В. Паракецова) суши явилось результатом развития складчатых процессов, в ходе которых еще в позднем палеозое возникли структуры Куульского геоантиклинального поднятия. Аналогичные небольшие поднятия, вероятно, появились на месте выходов палеозоя, выступающих в ядрах расположенных восточнее антиклинальных структур. В течение триаса на их месте существовали постепенно разраставшиеся острова. К началу или середине юрского периода геоантиклинальные структуры слились в единую складчатую зону, протянувшуюся от Восточно-Чукотского массива на юго-востоке

до Куульского антиклинория на северо-западе, причем последний, несомненно, имел продолжение в пределы Восточно-Сибирского моря. В течение юрского периода и до валанжинского века морской бассейн удерживался к югу от этого складчатого сооружения, с которого и сноился крупнообломочный материал, образовавший слои конгломератов, характеризующие юрские и валанжинские отложения южных районов Чаунской зоны. После валанжинского века складчатость распространилась и на эти южные районы зоны.

Палеозойские толщи в ядрах геантиклинальных структур слагают горстовые или горст-антиклинальные поднятия, обладающие сложной складчатой внутренней структурой. Триасовая толща, отлагавшаяся в условиях геантиклинального режима и имеющая сокращенную мощность в сводах и крыльях этих поднятий, изогнута в пологие брахиформные складки. В то же время южнее Куульского антиклинория (южнее Куветского разлома) складчатость проявилась более интенсивно, и вообще здесь "геосинклинальные качества мезозойд проявлены более полно" [Тильман и др., 1969, с. 28].

Характерной особенностью мезозойского геосинклинального комплекса, особенно его нижнетриасовой части, является наличие пластовых тел диабазов, габбро-диабазов, реже габбро. По М.Л. Гельману, эта особенность прослеживается от низовьев р. Колымы до бассейна р. Амгуэмы, т.е. в пределах Анойской и Чаунской зон, испытывавших в общем сходные геологические судьбы. На складчатом геосинклинальном комплексе Чаунской зоны в ряде участков несогласно залегает континентальная осадочно-вулканогенная толща, преимущественно поздне меловая, но местами начинающаяся с аптского яруса. В.Ф. Белый [Белый и др., 1965] выделил эту толщу в чаунскую серию общей мощностью более 2 км. В верхней части бассейна р. Пегтьмель выделяются покровы базальтов и андезито-базальтов, относимых к верхнему мелу или палеогену.

Формирование вулканогенных толщ отвечало геантиклинальному этапу развития Чаунской зоны в целом. К этому же этапу относится внедрение крупных гранитоидных интрузивных тел. В бассейне р. Амгуэмы галька гранитов встречается в верхнемеловой осадочно-вулканогенной толще, что определяет верхнюю границу возраста гранитоидных тел, прорывающих триасовые и юрские отложения геосинклинального комплекса. Эти гранитоиды считаются доаптскими, но, кроме них, выделяются и поздне меловые гранитоиды.

Смятые в складки мезозойские отложения, выполняющие Колючинско-Мечигменскую впадину, плохо изучены. Они выделялись под названием лорэнской флишовой толщи, в которой раньше находили лишь пыльцу и споры. Предполагалось наличие в ее составе триасовых и юрских толщ. Но позднее сложилось мнение о том, что Восточно-Чукотский массив являлся со среднего карбона областью устойчивого поднятия, на котором только в позднеюрское-раннемеловое время развивалась Колючинско-Мечигменская впадина, заполнявшаяся лорэнской толщей и разделившая Восточно-Чукотский массив на северную и южную глыбы [Геологическое ..., 1966].

Однако находки морских окаменелостей позволили считать, что ви-

димая часть лорэнской флишоидной толщи действительно отлагалась с триаса до раннего мела. Подошва толщи не наблюдается, контакты же ее с палеозоем обеих глыб Восточно-Чукотского массива всюду тектонические или перекрыты позднемеловыми континентальными вулканогенными образованиями. Поэтому о строении не вскрытой размывом части лорэнской толщи в условиях ее залегания на палеозое можно только предполагать.

Колочинско-Мечигменская впадина лежит на продолжении Чаунской складчатой зоны, а выполняющая ее флишоидная толща аналогична мезозойскому геосинклиналильному комплексу этой зоны, где он, местами без видимого перерыва, продолжает палеозойский разрез Куульского антиклинория. Вполне вероятно, что и в Колочинско-Мечигменской впадине мезозойский осадочный комплекс согласно подстилается палеозоем, т.е. эта впадина представляет собой унаследованный позднегеосинклиналинный прогиб. Погружение его происходило уже в палеозое одновременно с формированием и поднятием глыб Восточно-Чукотского массива.

Подтверждением эвгеосинклиналильной природы Колочинско-Мечигменской впадины служит обнаружение в мезозойской толще пород спилито-кремнистой формации и широко проявившийся в ее пределах, особенно вдоль окраинных разломов, базитовый и гипербазитовый магматизм. По данным О.Н. Иванова [1969], небольшие тела гипербазитов, пересеченные юрскими гранитами, размещены в нижнетриасовой(?) песчанниковой толще, интрузия же габбро прорывает верхнетриасовую флишоидную толщу и юрские андезито-базальты. Имеющие большое распространение граниты (Колочинский массив), внедрение которых отнесено к юрскому периоду, размещены главным образом в докембрийском гнейсовом комплексе, но прорывают и палеозойские отложения. Следует обратить внимание на распространение высокоглиноземистых биотитовых гранитов, образовавшихся раньше амфибол-биотитовых.

Разнообразные по составу мезозойские интрузивные породы, распространенные вдоль юго-западного края Колочинско-Мечигменской впадины и внедряющиеся в последовательности от гипербазитов до гранитов и малых интрузий, О.Н. Иванов склонен относить к выделяемому им гипербазит-габбро-гранитному формационному ряду.

## ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

Положение на границе между мезозоидами Верхояно-Чукотской складчатой страны и собственно Тихоокеанским складчатым поясом, насыщенность магматическими продуктами, близкими к породам современных островных дуг, комагматичности и генетической взаимосвязанности вулканических и плутонических представителей этих продуктов, специфичная их металлогеническая специализация и ряд других особенностей — все это давно привлекает геологов к грандиозному по своей протяженности Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Достаточно глубоко эродирован-

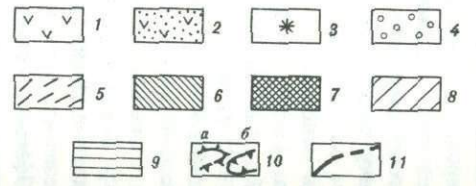
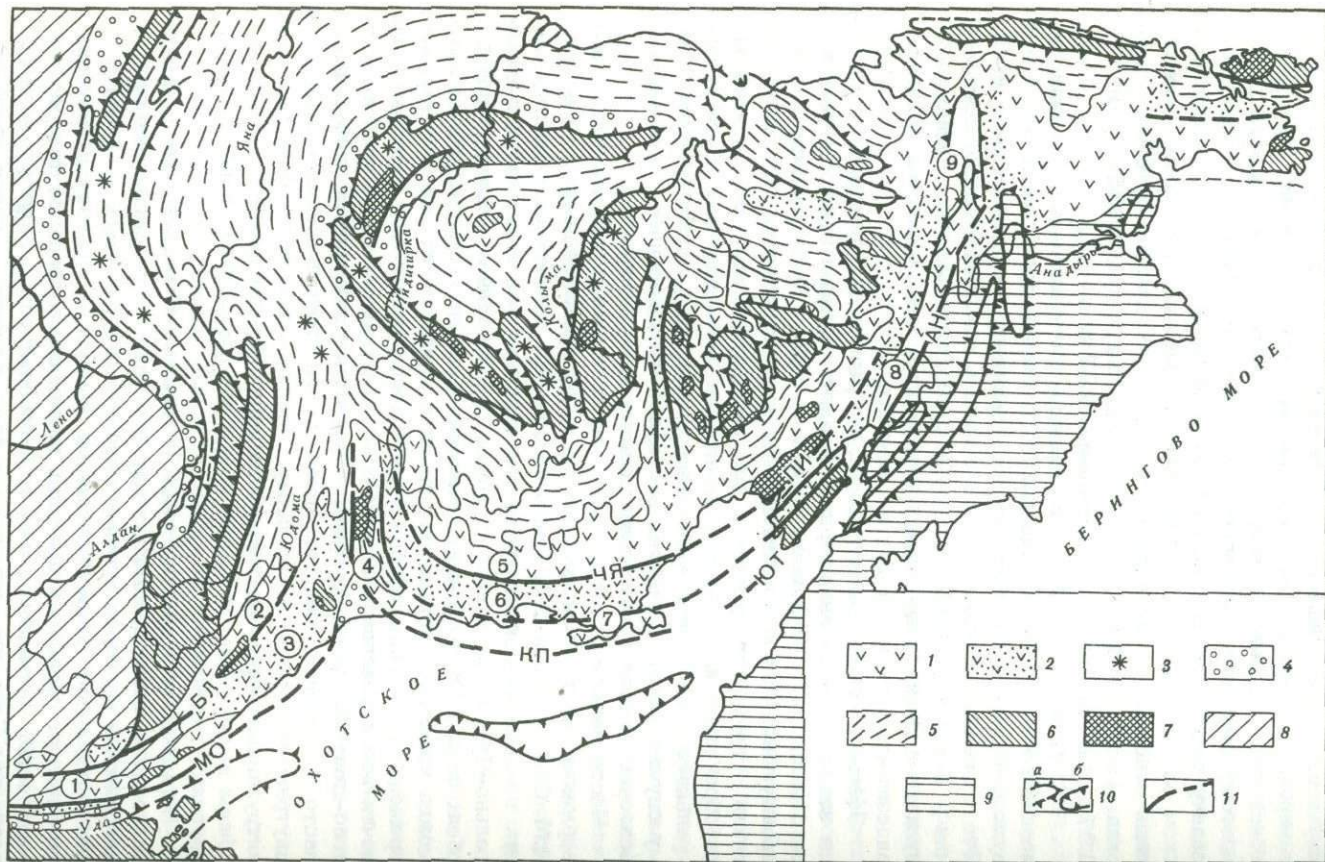
ные его участки являются как бы естественными полигонами для изучения взаимоотношений между эффузивами ряда базальт – андезит – липарит и интрузивными породами ряда габбро – гранит. Природа пояса представляет собой большую самостоятельную проблему, и поэтому ему посвящена огромная литература. Преследуя узкую задачу рассмотрения пояса главным образом в геолого-историческом аспекте, для настоящего раздела работы нами использованы лишь основные публикации [Устиев, 1959, 1963а, 1963б; Сперанская, 1963; Белый, 1969, 1977; Белый и др., 1965, 1966, 1972, 1976; Минц, Самозванцева, 1974; и др.].

Е.К. Устиев первый изучил тесные пространственные и генетические сочетания вулканических образований пояса не только с субвулканическими породами, но и с гранитоидами батолитового типа. Это позволило объединить их в главные комагматические ассоциации – андезит–гранодиоритовую и липарит–гранитную, слагающие вулканоплутонические комплексы. Кроме них, возможна базальт–андезит–габбро–диоритовая ассоциация.

Эффузивы очень разнообразны, но решительно преобладают породы известково-щелочного ряда андезит – липарит при подчиненной роли базальтоидов. Огромное распространение имеют свойственные преимущественно наземным извержениям пирокластические образования – туфы, туфобрекчии и др.; распространены также туфолавы, лавобрекчии и игнимбриты. Извержения были главным образом центрального типа и преимущественно наземными, подтверждением чему служит обычное участие в составе вулканогенного комплекса осадочных пород с остатками наземных растений.

Часто находят гомодромную последовательность продуктов извержения, но эта закономерность выдерживается далеко не всюду. И.М. Сперанская и В.Ф. Белый, например, подчеркивают антидромную последовательность развития для двух фаз извержений в Центральном–Чукотском районе с явным преобладанием кислых пород в обеих фазах. Общую смену основных и средних вулканитов кислыми можно усмотреть только для пояса в целом и для всего интервала времени проявления позднемезозойского вулканизма. Вместе с тем почти все исследователи отмечают смену вверх по разрезу известково-щелочных пород островодужного типа щелочными магматитами, часто с калиевой специализацией, более свойственными окраинно- и внутриматериковому вулканизму. Последовательность формирования интрузивных пород от основных к наиболее кислым и щелочным в общем выдерживается почти всюду; ультраосновные породы, как правило, отсутствуют.

Большинство исследователей, изучавших Охотско–Чукотский вулканогенный пояс, рассматривают его как окраинно–материковый, наложенный на более древние складчатые структуры. Считается, что образование пояса происходило на рубеже мезозоя и кайнозоя, но главным образом в пределах мезозойд, в процессе тектоно–магматической активизации уже консолидированных структур разного возраста. Согласно этим представлениям история пояса оторвана от этапа формирования складчатой структуры мезозойд. Вместе с



тем одни геологи находят, что заложение и развитие Охотско-Чукотского (как и всего Восточно-Азиатского) вулканогенного пояса происходили с поздней юры до неогена, другие же полагают, что этот процесс начался с раннемеловой эпохи, местами же протекал только в позднемеловое и третичное время.

Такое расхождение во мнениях объясняется тем, что действительно имеются случаи залегания на складчатом основании верхнеюрских-нижнемеловых наземных вулканогенных толщ, тогда как в других местах верхнеюрские и даже иногда нижнемеловые отложения, представляя собой геосинклинально-депресссионные образования, сами участвуют в строении складчатого основания, перекрытого наземными вулканитами. Важно, однако, что в большинстве случаев смена подводного, существенно базальтового (толеитового) вулканизма андезито-липаритовым происходила в ходе, а затем и после формирования геоантиклинальных складчатых поднятий, распространяясь на ранее консолидированные зоны. Это оправдывает отнесение продуктов последнего к формациям геоантиклинального ряда.

Выше описывались случаи начала андезито-липаритового вулканизма в пределах Верхояно-Чукотской складчатой страны задолго до раннего мела и поздней юры, даже в палеозое. Подобные случаи имеются и в пределах Верхояно-Чукотского пояса. Поэтому возникает вопрос: не является ли понятие о его наложенности несколько упрощающим его действительную природу?

В.Ф. Белый, С.И. Гавриков, И.М. Сперанская [Геологическое ..., 1966] предложили различать в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе две части - охотскую и чукотскую. Но недавно Ю.А. Косыгин и Л.М. Парфенов [1977] показали, что возникновению обеих частей предшествовало существование с начала мезозоя (может быть, с палеозоя) Удско-Мургальской островной вулканической дуги, сопровождавшейся тыловыми и фронтальными погибами, а также глубинными разломами, отмечающими положение древней сейсмофокаль-

---

←  
Рис. 66. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и его геологическая позиция в структуре Верхояно-Чукотской складчатой страны

1 - распространение позднемезозойских эффузивов главным образом в зонах геоантиклинальных поднятий; 2 - то же, в прогибах; 3 - отдельные вулканические центры; 4 - позднемезозойская моласса; 5 - верхоянский геосинклинальный комплекс (средний карбон - средняя юра); 6 - палеозойские, частично рифейские складчатые комплексы; 7 - выступы метаморфических пород; 8 - Сибирская платформа; 9 - Корякско-Камчатская складчатая область; 10 - контуры геоантиклинальных поднятий (а) и прогибов (б); 11 - главные разломы: МО - Монголо-Охотский, БЛ - Билякчанский, ЧЯ - Челомджа-Ямский, КП - Кони-Пьягинский, ПИ - Пылгин-Инчикский, ЮТ - Южно-Тайгоносский, АН - Анадырский. В кружках - номера разрезов (см. рис. 67). Разрезы 1-3 относятся к Удско-Ульинскому, 4-7 - к Охотскому, 8, 9 - к Чукотскому звеньям пояса

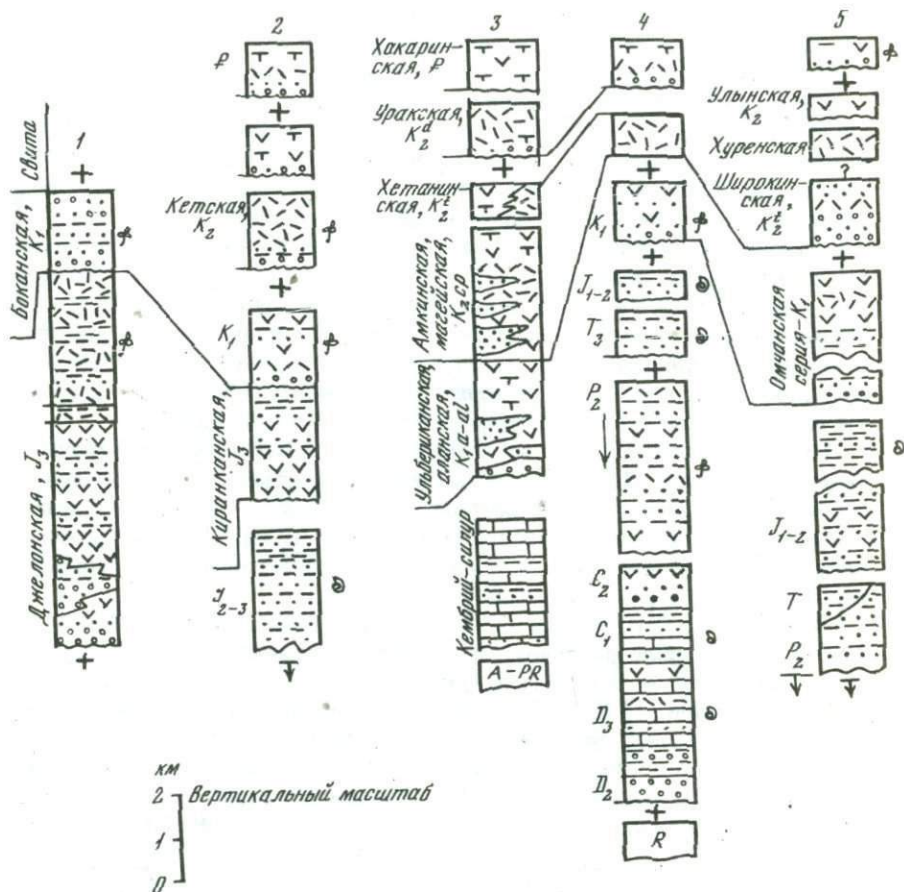


Рис. 67. Сводные разрезы осадочно-вулканогенных толщ Охотско-Чукотского вулканогенного пояса

Колонки: 1 - левобережье р. Уды [Королев, 1967; Бельтнев, Лебедев, 1968]; 2 - Верхнемайский антиклинорий [Башарин, 1967]; 3 - Ульяновский прогиб [Минц, Самозванцева, 1974; и др.]; 4 - Охотский массив, реки Кухтуй, Ульбея [Умьтбаев, Вельдяков, 1977; Чиков, 1970; и др.]; 5 - Хасынская дуга [по разрозненным



ной зоны Заварицкого - Бенъофа. Одновременно Н.А.Шило и Р.Б. Умитбаев [1977], основываясь на тесной связи этих разломов с разломами известной Монголо-Охотской системы, пришли к выводу о целесообразности объединения ее с Охотско-Чукотской в единую Монголо-Чукотскую систему глубинных разломов со связанной с ней древней сейсмофокальной зоной общей протяженностью до 8000 км.

Если учесть, что разломы Монголо-Охотской системы также контролировали с палеозоя андезит-липаритовый вулканизм, развившийся (как и в Охотско-Чукотском поясе) с наибольшей силой в позднем мезозое, то можно с достаточным основанием утверждать столь же длительное существование единого Монголо-Охотского вулканического мегапояса, соизмеримого по своей протяженности с Восточно-Азиатским, сочленяющимся с ним в области стыка Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской геосинклинальных систем [Шило и др., 1978а]. В пределах интересующей нас части мегапояса, изображенной на рис. 66, мы выделяем его звенья - Удско-Ульинское, Охотское и Чукотское, Первое из них является восточной частью Монголо-Охотского сектора, а другие два - Охотско-Чукотского.

#### УДСКО-УЛЬИНСКОЕ ЗВЕНО

Удско-Ульинским звеном заканчивается восточная часть Монголо-Охотского сектора, более значительная центральная и западная части которого находятся за пределами схемы (рис. 67). В составе звена можно выделить ряд разнородных районов.

Одним из них является докембрийская структура Становика - Джугджура, на которой отдельными участками залегают средние и кислые эффузивы позднеюрского и мелового возраста. Это фрагменты огромной по протяженности зоны их распространения; сопровождаемой вдоль южной окраины Станового пояса разломами Монголо-Охотской системы и прослеживаемой затем через Восточное Забайкалье до пределов Монголии. В западном направлении стратиграфический диапазон эффузивов расширяется до рамок всего мезозоя, частью и кайнозоя, причем на левобережье Шилки такие же эффузивы известны в составе средне-верхнепалеозойской чачинской серии, а на Хилокской структуре - и более древней палеозойской толщи. Выше были описаны средне-верхнепротерозойские средние и кислые эффузивы акитканской серии байкалит и элгэтейской свиты северной части Джугджура. С эффузивами всей зоны связаны в той или иной мере комагматичные с ними интрузивные породы.

Создает впечатление чрезвычайной длительности наземного вулканизма, происходившего в условиях геоантиклинального тектоно-магматического режима сначала в ходе формирования Станового пояса (стадия островной дуги), а затем в эпохи возбуждавшейся его дейтерогенной активизации, достигшей наибольшей силы в позднем мезозое (окарино-материковая стадия). Непосредственно южнее развилась система глубоко погружавшихся прогибов, компенсаци-

рованных очень мощными флишеидными и молассовыми образованиями. В ней можно видеть аналогию глубоководного желоба, образовавшегося на северной окраине Монголо-Охотского эпиконического геосинклинального бассейна.

Второй район представлен прерывистой полосой эффузивов протяженностью от юго-восточной окраины Учуро-Майской плиты на северо-восток вдоль Билякчанского разлома до Верхнемайского антиклинория.

Толщи эффузивов андезит-липаритового ряда залегают на различных по возрасту отложениях рифейско-палеозойского складчатого комплекса, переходя в районе Верхнемайского антиклинория на верхоянский, заканчивающийся здесь среднеюрскими морскими отложениями (см. рис. 67, колонка 2). Сама наземно-вулканогенная толща, разделенная двумя или тремя несогласиями, содержит образования геосинклинального типа от позднеюрского до палеогенового возраста.

Третий район включает Удский прогиб, являющийся восточной частью упоминавшегося желоба, сопровождавшего монголо-охотские разломы. На рис. 67 (колонка 1) показан сводный разрез толщи, характеризующей переходные условия ее образования в зоне между поднятием Джугджур и прогибом. В сторону последнего толща переходит с докембрийского фундамента на заканчивающийся морскими кимеридж-волжскими слоями геосинклинальный комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса. В силу этого джелонская наземно-вулканогенная серия в пределах прогиба должна замещаться морскими образованиями, заканчивающими разрез геосинклинального комплекса, "преджелонское" же несогласие должно сглаживаться; в составе самой серии и вышележащей боконской серии в южном направлении возрастает роль осадочного материала по сравнению с вулканическим [Бельтнев, Лебедев, 1968].

В восточном направлении Удский седиментационный прогиб переходит в Удскую губу и погружается под северную окраину Охотского моря. Вдоль его побережья протягивается сложный морскими толщами ордовика - девона Лантарьский (Джугджурский) антиклинорий, на размытой поверхности которого залегают верхнеюрские и нижнемеловые эффузивы, представленные типичными наземными формациями геосинклинального ряда, прорванными большими массами гранитоидов. Антиклинорий затухает северо-восточнее бухты Алдома, где вместе с ним заканчивается зона монголо-охотских разломов.

Северо-восточнее места затухания Лантарьского антиклинория к охотоморскому побережью на протяжении около 300 км прилегает четвертый район. Это выполненный позднемезозойским осадочно-вулканогенным комплексом обширный Ульяновский прогиб, погружающийся под Охотское море. На рис. 67 (колонка 3) представлен схематический сводный разрез этого комплекса, относящийся в основном к центральной части прогиба. Разрез начинается с вулканогенной толщи раннемелового возраста, залегающей в бассейне р. Урак на рифейских и кембро-силурийских отложениях Юровского

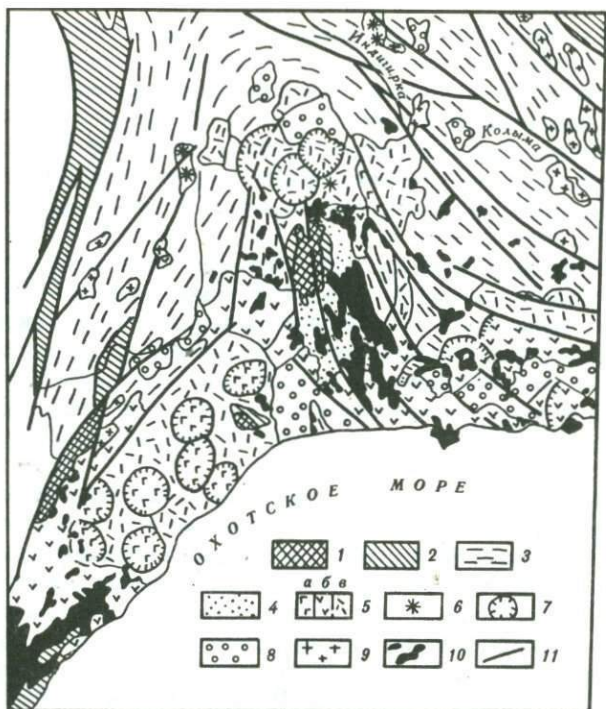


Рис. 68. Тектоническая схема Охотского массива по Р.Б. Умитбаеву и Ф.Ф. Вельдякову [1977] с упрощениями

1 – выступ докембрийских кристаллических пород; 2 – додевонские палеозойские и рифейские миогеосинклинальные складчатые комплексы; 3 – верхоянский (средний карбон – юра) геосинклинальный комплекс, показана ориентировка складок; 4 – геантиклинальный чехол Охотского массива (средний девон – средняя юра); 5 – позднемезозойский вулканогенный комплекс: а, б, в – основные, средние и кислые вулканы соответственно; б – субвулканические интрузии липарито-дацитов; 7 – вулканотектонические депрессии; 8 – неотектонические прогибы (мел – палеоген); 9 – позднеюрские – раннемеловые интрузии (синорогенные); 10 – ранне-поздне-меловые интрузии; 11 – разломы

выступа, относимых обычно к формациям платформенного чехла, под которым предполагается повсеместный в пределах прогиба складчато-метаморфический комплекс Охотского массива. Это служит рядом исследователей основанием считать Ульяновский прогиб целиком наложенным на архейский кристаллический фундамент и его рифейско-палеозойский чехол [Башарин, 1967; Чиков, 1970, 1978; Минц, Самозванцева, 1974; и др.]

Такому суждению противоречат следующие данные, подробно разобранные в разделах, посвященных Юдомо-Майской миогеосинклина-

ли и Охотскому массиву (см. выше): 1) морские рифейские и кембро-силурийские отложения Юровского выступа с большим основанием можно относить к геосинклинальным формациям; западнее, в Юдомо-Майской миогеосинклинали и Сетте-Дабане, отложения этого возраста входят в единый очень мощный геосинклинальный комплекс рифея-палеозоя, наращиваемый в Южно-Верхоянском синклинории верхоянским геосинклинальным же комплексом; 2) последний, заканчиваясь ниже-среднеюрскими морскими отложениями, погружается с северо-западной и северной сторон под Ульяновский прогиб (см. рис. 67). Таким образом, в его пределах позднемезозойские наземно-вулканогенные толщи покоятся на геосинклинальном комплексе отложений от рифейского до среднеюрского возраста; выше (см. раздел "Юдомо-Майская миогеосинклинальная зона") обосновывалась вероятность отсутствия под этим комплексом архейского фундамента как самостоятельного структурного этажа; 3) со стороны Верхнемайского антиклинория под Ульяновский прогиб погружаются не только ниже-среднеюрские морские отложения, но и наземные осадочно-вулканогенные образования верхнеюрской кираканской толщи (см. рис. 67, колонка 2), присутствие которой (или ее морских аналогов) в зонах наибольшего погружения прогиба не вызывает сомнения. В таких зонах предраннемеловое несогласие и соответствующий ему перерыв должны частично или полностью сглаживаться, возникало же несогласие главным образом в осложнившихся прогиб зонах антиклинальных поднятий типа Юровского выступа.

Сказанное позволяет рассматривать Ульяновский наземно-вулканогенный прогиб как унаследованный от той южной части Верхоянского геосинклинального бассейна, где имели место его постоянные палеогеографические связи с Монголо-Охотской геосинклиной. Морской рукав, располагавшийся на месте прогиба, разделял геантиклинальные и вулканические структуры Монголо-Охотского и Охотско-Чукотского секторов мегапоояса вплоть до средней или поздней юры. Можно ожидать, что континентальная кора, "гранитный" слой которой формировался только в позднем мезозое, еще не достигла здесь зрелой стадии развития. Возможно, с этим связано заметное запаздывание (до второй половины раннего мела) андезитопипаритового и гранитоидного магматизма, а также отмеченная Р.Б. Умитбаевым и Ф.Ф. Вельдяковым [1977] его особенность, выраженная формированием на фоне широкого распространения аллохтонных игнимбритов и туфов крупных вулканотектонических депрессий, сложенных эффузивными и субвулканическими производными "глубинной базальт-андезитовой магмы" (рис. 68).

#### ОХОТСКОЕ ЗВЕНО

Охотское звено составляет юго-западную часть Охотского сектора, сопровождающую побережье Охотского моря восточнее г. Охотска. Судя по господствующим простираниям разновозрастных складчатых структур, разломов, связанных с ними удлиненных интрузивных тел, а также по ориентировке контролируемых ими магнитных и гравиметрических аномалий [Геология СССР, т. 30, 1970; Геоло-

гическая ..., 1964; Карта ..., 1974; Юдин, Измайлов, 1966; Умитбаев, Вельдяжсов, 1977; и др.], это звено представляло собой развивавшуюся с палеозоя двойную островную дугу, обращенную в сторону Охотоморской впадины (см. рис. 66).

Западные участки северной дуги были выделены Р.Б. Умитбаевым и Ф.Ф. Вельдяжсовым под названием Халканской и Хасынской вулканических дуг, в общем конкордантных складчатым структурам южного края Яно-Колымской ветви мезозоид. Верхнемезозойский вулканогенный комплекс залегает здесь с заметным перерывом в основном на пермо-триасовой части верхоянского геосинклинального комплекса. Колонка 5 на рис. 67, составленная по разрозненным данным различных геологов, дает лишь приближенное представление о строении вулканогенного комплекса.

Продукты наземных вулканических извержений, представленные андезитовыми туфами, появляются уже в нижне-среднеюрской морской терригенной толще; в это время, вероятно, появились первые острова с вулканическими центрами на них. Вышележащие толщи с раннемелового - палеогенового возраста представлены осадочно-вулканогенными формациями геоантиклинального типа, разделенными несогласиями, отмечавшими фазы тектонических движений и внедрения гранитоидов. Среди вулканических продуктов преобладают кислые лавы и туфы, реже андезиты, но в верхней (главным образом палеогеновой) части господствуют базальты и андезитобазальты. В восточном направлении южная окраинная зона дуги прерывается морской впадиной Гижигинской губы, по другую сторону которой выступает Тайгоносский массив. В районе последнего Г.С. Гнибиденко [1969в] отмечал участие андезитов в пермской толще, поздне-мезозойский же наземный осадочно-вулканогенный комплекс выполняет впадины, приуроченные к бассейнам рек Гижига и Парень, где он подстилается палеозойско-мезозойским эвгеосинклинальным складчатым комплексом, отделяющим этот докембрийский массив от Омолонского.

Позиция Тайгоносского массива, рассматриваемого нами в роли индивидуальной структуры ранней консолидации, настолько совпадает с простираем Хасынской дуги, что можно говорить о единой Хасыно-Тайгоносской дуге с наиболее древней Тайгоносской структурой ее основания. Этому предположению не противоречит вероятная локальность складчато-метаморфической Тайгоносской структуры и появление в ее тылу столь же локальной Гижигинской впадины. Четковидность структур свойственна и почти всем современным островным дугам. Вплоть до начала поздней юры это была Хасыно-Тайгоносская островная дуга, к концу юрского периода причленившаяся к складчатой материковой суше.

С южной стороны хасынская часть дуги ограничена описанным С.С. Юдиным и Л.И. Измайловым [1966] Челомджа-Ямским разломом, контролирующим ранне-позднемеловые гранитоидные интрузии. Вероятным его продолжением является приразломная Пылгин-Инчикская зона смятия, ограничивающая Тайгоносский массив. Юго-западнее и южнее расположены составляющие Тахтаямскую поздне-

геосинклиналию зону Куйдусунский, Кава-Ямский, Тауйский прогибы, выполненные осадочно-вулканогенным комплексом, сводный разрез которого представлен на рис. 67 (колонка 6). В основании видимой части разреза в Куйдусунском прогибе залегают мощные отложения перми, триаса и нижней-средней юры, составляющие верхнюю часть верхоянского комплекса, отличающуюся здесь присутствием вулканического материала (главным образом основные и средние туфы). В Кава-Ямском и Тайском прогибах распространена верхнеюрско-нижнемеловая толща, несколько сильнее насыщенная андезитовым материалом, вероятно, аллохтонным. Меловые отложения имеют характер осадочно-вулканогенной молассы, местами с участием крупновалунных конгломератов, которые Х.И. Калугин [1959] связывал с деятельностью ледников. В то же время крайнюю фаціальную изменчивость разрезов И.М. Сперанская [Геологическое ..., 1966, с. 198] объясняла накоплением меловой толщи "в обстановке необычайной тектонической подвижности в области, расположенной не только вблизи берега моря, но и вблизи поднимавшихся гор". Море располагалось на месте современного Охотского, вдаваясь заливами в Кава-Ямский и Тауйский прогибы, а поднимавшиеся горы — непосредственно к северу от них, в зоне хасынской части островной вулканической дуги.

Седиментация в прогибах протекала в общем непрерывно, причем, судя по находкам фауны, сделанным В.Н. Юдиной [Умитбаев, Вельдяксов, 1977], накопление морских осадков происходило, вероятно, непрерывно до валанжинского века. Судя же по указаниям Х.И. Калугина на находки редких остатков криноидей в вельканджинской свите, эпизодическое затопление прогибов морскими водами продолжалось вплоть до апт-альба. В составе нижнемеловой части осадочно-вулканогенного комплекса преобладают осадочные породы, вулканические же представлены, по-видимому, главным образом аллохтонным материалом, поступавшим с горного обрамления прогибов, где располагались действовавшие вулканы. Но выше по разрезу несомненную роль играют автохтонные продукты вулканической деятельности, проявившейся и в пределах самих прогибов, причем в отличие от Хасыно-Тайгоносской дуги преобладают эффузивы и туфы более основного состава. В складкообразование, сопровождавшееся гранитоидным магматизмом, прогибы были вовлечены только к концу позднего мела, и то, вероятно, не полностью, так как остаточные впадины заполнялись осадочным и вулканогенным материалом.

О масштабах совершавшегося в течение мелового периода погружения прогибов свидетельствует громадная мощность заполнявших их осадков. Мощность только нижнемеловой части их разреза (омчанская свита) оценивалась Х.И. Калугиным в 5 км, верхнемеловых же — еще больше.

Вероятным продолжением описанной зоны прогибов являются зоны Северо-Тайгоносского синклиория. Разрезы отложений этих зон (см. рис. 62) отражают происходившее на их месте прогибание субокеанической коры амплитудой до 15 км, с заполнением прогиба

осадочно-вулканогенной толщей, представленной в верхней ее части субаквальной, а затем наземной молассой. Морские условия седиментации и в этом прогибе удерживались местами по крайней мере до валанжинского века. До складкообразования прогиб здесь обладал значительно большей шириной, чем современная ширина названных зон. Можно полагать, что в процессе развития Хасыно-Тайгоносской дуги происходило формирование структуры, напоминающей современные окраинно-океанические глубоководные желоба. Существующее мнение о наложенности прогибов всей рассмотренной зоны на древнем складчатом фундаменте представляется невероятным.

Согласно нашей трактовке двойной вулканической дуги фрагментами ее южной составляющей (южной дуги) являются антиклинальная зона полуостровов Кони\* и Пьягина и Нейнегская антиклинальная зона п-ова Тайгонос; вполне вероятно, что третьим ее фрагментом может быть Охотский массив. Единство структур полуостровов Кони, Пьягина и юго-восточной части п-ова Тайгонос утверждалось раньше Н.А. Шилов, В.Ф. Белым, А.А. Сидоровым [1974], а затем Ю.А. Косыгиным и Л.М. Парфеновым [1977], рассматривавшими их как звенья Удско-Мургалской вулканической дуги, а также Н.А. Шило, Р.Б. Умитбаевым [1977] и Н.Б. Заборовской [1978], ограничившими ее с юго-востока Кони-Пьягинским и Восточно-Тайгоносским (по другим авторам Южно-Тайгоносским) разломами. По существу названные разломы являются частями единого разлома, контролирующего выходы на упомянутых полуостровах базитовых и гипербазитовых интрузивных тел, выявляемых на глубине также в других местах по высокоградиентным магнитным и гравиметрическим аномалиям с высокими положительными значениями. В основании видимого разреза отложений, слагающих антиклинальную зону Кони-Пьягина (см. рис. 67, колонка 7), залегает почти 3-километровая терригенно-туфогенная толща, в которой можно видеть аналог соответствующей части верхоянского геосинклинального комплекса. Нет никаких признаков существования под ней более древнего складчатого основания. Уже в этой толще появляются вулканические туфы среднего состава, свидетельствующие о еще слабом проявлении андезитового вулканизма. На ней с небольшим несогласием лежит 4-километровый комплекс юрских морских отложений, но уже в значительной мере насыщенный пластами андезито-базальтов, андезитов и их туфов. Представляется, что в течение юрского периода здесь формировалась вулканическая гряда, находившаяся в основном на подводной стадии развития. Но содержащиеся в песчано-глинистых отложениях толщи наряду с морскими окаменелостями остатки наземных растений указывают на появление вулканических островов в то время, когда севернее вплоть до валанжинского века в тыловой Челлоимджа-Ямско-Тауйском прогибе все еще существовал морской пролив. В меловой период вулканическая гряда превратилась в высокую, увенчанную вулканами кордильеру, а тыловой прогиб, продолжая погружаться, осушался и заполнялся молассой.

В Нейнегской зоне Тайгоноса также имеется юрская осадочно-вулканогенная толща геантиклинального типа с эффузивами глав-  
272

ным образом андезитового состава. Но она сохранилась только в виде крупных блоков, заключенных в послейорских гранитах, слагающих почти всю зону. Другие блоки сложены терригенно-кремнисто-карбонатной толщей, содержащей раннекаменноугольную фауну (см. рис. 61, колонка б). Не ясно, входили ли обе толщи в комплекс отложений, в котором смена формаций геосинклинально-депресссионного ряда геантиклинальными происходила в непрерывном разрезе. Не исключено, что имело место доюрское несогласие; следовательно, здесь могло существовать доюрское складчатое основание Южно-Тайгоносской антиклинальной структуры. Важно, однако, что андезитовая вулканическая дуга в течение мезозоя развилась на всем протяжении от п-ова Кони до Тайгоноса, причем фрагменты ее по геофизическим данным и выходам гранитов прослеживаются вдоль Охотоморского побережья и на 150-200 км западнее п-ова Кони.

Продолжение докембрийской структуры Охотского массива на юг под Охотское море предполагалось давно [Попов Ю.Н., 1958а и др.] и до настоящего времени настойчиво отстаивается многими геологами, особенно Б.М. Чиковым [1970, 1978]. Р.Б. Умитбаев, и Ф.Ф. Вельдяков [1977] допускают единство древней структуры Охотского и Омолонского массивов. Однако на их же тектонической схеме Охотского массива и прилегающих территорий (см. рис. 68, см. также рис. 1 в указанной работе) настолько отчетливо выражен дугообразный изгиб всех палеозойско-мезозойских структурных элементов массива, что становится очевидной возможность принадлежности его к рассматриваемой южной дуге. Скорее всего, это наиболее древняя структура ее основания, на котором типичные формации геантиклинального ряда появились со среднего девона, а андезито-липаритовый вулканизм островодужного типа начал проявляться с позднего девона (см. рис. 67, колонка 4). В северном направлении подземное продолжение древней структуры массива (вернее, структуры ранней консолидации островной дуги) отмечается кислотными позднемезозойскими эффузивами Оймяконского поля, по которым оно прослеживается почти до водораздела Охоты и Индигирки.

Таким образом, полностью вырисовывается структура южной дуги. Ниже мы увидим, что ее северо-восточным продолжением может являться Мургалский антиклинорий, и поэтому будем называть эту структуру Охотско-Мургалской. Ее геолого-исторические корни уходят в докембрий, хотя в стадию островной вулканической дуги она вступила только в позднем девоне, достигнув зрелого состояния еще позже - в юре. С юго-восточной стороны она, несомненно, сопровождалась фронтальным прогибом - палеожелобом, отчетливые свидетельства существования которого имеются только в Прибрежной зоне п-ова Тайгонос. Имеется в виду выступающий вдоль Южно-Тайгоносского глубинного разлома комплекс мезозойских отложений мощностью до 6-8 км, видимая нижняя юрская часть которого представлена глубоководными (спилито-кремнистыми) образованиями океаническо-эвгеосинклинального типа, а верхняя, меловая часть - отлагавшейся вплоть до туронского века морской грубообломочной мо-

лассой (см. рис. 61, колонка 7). Заложение желоба происходило на океанической коре в то время, когда Камчатско-Курильского островного барьера, отделившего Охотское море от океана, не существовало. Иными словами, этот желоб первоначально являлся окраинно-океаническим. К юго-западу от Тайгоноса структура желоба скрыта под северным мелководьем Охотского моря.

Обнаруженный глубинным сейсмическим зондированием в пределах того мелководья Северо-Охотский прогиб, полностью компенсированный 6-7-километровой толщей мезозойско-кайнозойских осадков [Косминская и др., 1964], расположен настолько далеко южнее [Тектоническая ..., 1966], что в нем можно видеть более юное новообразование, свидетельствующее о дальнейшем смещении системы дуга - желоб в сторону океана.

Предложенная выше трактовка Охотского звена Охотско-Чукотского пояса несколько отличается от схемы Н.Б. Заборовской [1978], но в принципе, во многом сходна с ней. Впрочем, те и другие представления требуют дальнейшей проверки на основе более детальных исследований.

#### ЧУКОТСКОЕ ЗВЕНО

От северной оконечности Пенжинской губы до левого бережья верховьев р. Анадырь протягивается Мургалский антиклинорий, отделенный от лежащего юго-восточнее Таловско-Майнского антиклинория Корякской складчатой системы Пенжинским прогибом (синклиниорием). Н.Б. Заборовская [1978] на основе личных наблюдений, а также других данных [Авдейко и др., 1966; Белый, Милов, 1973; Заборовская, Некрасов, 1977; и др.] утверждает структурные и геолого-исторические связи этих трех структурных зон с зонами п-ова Тайгонос, лежащими южнее Тайгоносского гнейсового массива. Согласно ее представлениям все они составляют Тайгоносско-Западно-Корякскую позднемезозойскую геосинклиналичную складчатую систему, развившуюся на океанической коре вдоль окраины лежащего северо-западнее древнего континента. Тайгоносский массив является обломком этого континента и поэтому исключается из упомянутой геосинклиналичной системы.

Как следует из предыдущего изложения, в отличие от представлений Н.Б. Заборовской мы рассматриваем Тайгоносский массив как локальную интрагеосинклиналичную складчато-метаморфическую структуру этой системы, тем не менее Мургалский антиклинорий, вероятно, является продолжением Нейнегской антиклиналичной зоны, лежащим не строго на ее простирации, почему принадлежность антиклинория к единой Охотско-Мургалской островной дуге Ю.А. Косыгина и Л.М. Парфенова [1977] является лишь предположением, не исключающим его связи со структурой Тайгоносского массива или эшелонированного захождения структур одна за другую. Западнее антиклинория расположено широкое поле распространения позднемезозойского вулканогенного комплекса, продолжение под которым тыловых прогибов и структуры Хасыно-Тайгоносской дуги также можно только предполагать (см. рис. 66).

В наиболее эродированных участках Мургалевского антиклинория вскрываются отложения не древнее юрских. По И.И. Акрамовскому и Э.А. Мягковой [1967], он имеет двухъярусное строение. Нижний ярус сложен сильно дислоцированными морскими отложениями верхней юры – валанжина. Это только видимая верхняя часть геосинклинального складчатого комплекса. В смежных зонах в ее сложении участвуют спилиты и кремнистые породы, а в валанжинской толще – вулканиты андезитового состава, хотя в самом антиклинории в ней эффузивы не отмечены. Верхний структурный ярус образован вулканогенной толщей, имеющей возраст от готерива до палеогена. Угловое несогласие между ней и валанжином повсеместно, но региональные несогласия появляются выше по разрезу, приобретающему типичный геоантиклинальный характер. Появление вулканогенных пород андезитового состава фиксируется уже в верхах валанжина, надваланжинская же толща характеризуется преобладанием андезитов и их туфов, а в верхах – и вулканитов кислого состава. Разрез заканчивается базальтами и андезито-базальтами палеогенового возраста. В составе толщи мощностью более 3 км преобладают континентальные отложения и продукты субаэральной вулканической деятельностью, но в крыльях антиклинория последние слои с морскими окаменелостями местами исчезают в разрезе только в низах верхнего мела (см. рис. 67, колонка 8).

Очевидно, зона Мургалевского антиклинория вступила в геоантиклинальный этап развития лишь в валанжине, т.е. значительно позже, чем Кони-Тайгоносский отрезок дуги. В течение раннего мела и до начала позднего он развивался как островная вулканическая гряда, а затем как складчатая кордильера с продолжавшейся наземной вулканической деятельностью. В прослоях осадочных пород андезито-базальтовой энвьямаамской свиты (600 м) в бассейне верхнего течения р. Анадырь встречены остатки палеогеновых растений. На этой свите лежит толща базальтов, андезитов, липаритов, их туфов и конгломератов (до 500 м), возраст которой по налеганию на энвьямаамской свите и остаткам растений определяется как неогеновый. Мургалевский антиклинорий вплоть до неогена представлял собой прибрежный хребет с действующими на нем вулканами, так как непосредственно прилегающий к нему Пенжинский прогиб почти до конца палеогена эпизодически затоплялся морскими водами. Этот прогиб представлял собой продолжение фронтального желоба.

Судя по имеющимся геологическим данным, к северо-западу от Мургалевского антиклинория море могло существовать только до конца раннего или начала позднего мела, и то лишь в сравнительно узких зонах, продолжавших Северо-Тайгоносский и Гижигинский прогибы. Между ними и северо-западнее плохо изученные здесь после-валанжинские толщи, по-видимому, сложены главным образом континентальными осадочно-вулканогенными образованиями, вероятно перекрывающими предполагаемое продолжение затухающей структуры Тайгоносского массива, а северо-западнее – антиклинальные струк-

туры Олойской и Анюйской складчатых зон, в том числе часть структуры Яблонского поднятия.

В северо-восточном направлении аналогичные толщи, отмечая вероятное погребенное ими продолжение Мургальского антиклинория, прослеживаются до верховьев рек Чауны и Пегтымель, а затем почти до побережья Чукотского моря. Для этой обширной области региональная схема стратиграфии меловых и палеогеновых континентальных отложений была разработана В.Ф. Белым [Белый и др., 1965]. В упрощенном виде она представлена на рис. 67 (колонка 9). Стратиграфическая мощность комплекса порядка 8 км, суммированная по разрезам, составленным в разных районах, вероятно, намного больше истинной.

Имрэвеемская серия выделена в области Илернейского горного массива, где, по наблюдениям М.Л. Гельмана, В.И. Петрова и других исследователей, она лежит без видимого несогласия на морских отложениях средней юры – валанжина. В.Ф. Белый предполагает не перекрытие эффузивами серии морских отложений, а взаимное их фациальное замещение. Формирование вулканогенного комплекса происходило в условиях геоантиклинального тектонического режима одновременно с накоплением в зонах прогибания морских терригенных осадков, а в других местах – континентальных угленосных.

Чаунская серия развита шире и лежит несогласно на предыдущей, распространяясь на отложения юры и триаса, но все ее пять свит в Пегтымельском прогибе составляют непрерывный разрез. По растительным остаткам ее первые четыре свиты могут иметь апт-альбский, а верхняя – альб-сеноманский возраст. Субазральные условия их образования не вызывают сомнения. Вместе с тем В.Ф. Белый выделяет два типа разреза куэвуньской свиты. Первый из них – андезито-базальтовый – отвечал внешней зоне вулканического пояса. Второй тип разреза с вулканитами более пестрого состава соответствует восточной внутренней – депрессионной зоне, прилегающей к Корякской складчатой области, где распространены верхнемеловые (вплоть до сенона) морские и прибрежно-континентальные отложения. Это предполагает латеральное замещение морскими фациями континентальных эффузивов чаунской серии. В этой же зоне вулканиты чинейвеемской серии (сенон – палеоген) залегают согласно на слоях с морской фауной нижнего сенона, тогда как во внешней она лежит несогласно на куэвуньской свите.

С образованием чаунской вулканогенной серии В.Ф. Белый и И.М. Сперанская связывают внедрение субвулканических тел и малых интрузий, сложенных главным образом субщелочными лейкократовыми гранитами; гранодиорит- и гранит-порфирами, диорит-порфирами, липаритами, дацитами, андезитами, реже андезито-базальтами. Позднее внедрялись диориты, габбро, монзониты, а в конце позднего мела и в палеогене – также субвулканические гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты, после чего процесс закончился образованием базальтовых покровов. Эффузивы и интрузивные породы Чаунской зоны, вероятно и всего Чукотского звена, представляют собой типичную известково-щелочную ассоциацию.

В области Чукотского звена мы видим ту же картину некоторой унаследованности андезито-липаритового вулканизма от позднегеосинклинальных условий, что и в Охотском звене. Начало его приурочено к различным геохронологическим уровням – от поздней юры до позднего мела, но связано с возникновением еще в подводных условиях геоантиклинальных структур. Напомним, что на геоантиклинальных участках Олойской и Анюйской зон андезитовый вулканизм начал проявляться с триаса, местами даже с позднего палеозоя.

Обращает на себя внимание то, что Чаунская вулканогенная зона, приобретая субширотное простирание, прослеживается в восточной части Чукотского полуострова, а затем на Аляске и, возможно, представляет собой самостоятельное звено мегапояса, сочленяющееся с Чукотским полуостровом в области северного водораздела бассейна р. Анадырь. В восточной части Чукотского полуострова выделяется меловая, частью палеогеновая мечигменская андезито-липаритовая серия с пачками осадочных и пирокластических пород, с растительными остатками и прослоями угля.

## ВЫВОДЫ

Истолкование выступов метаморфических пород в качестве остаточных срединных массивов служило главным доводом в пользу представлений о возникновении Верхояно-Чукотских мезозоид на обломках докембрийской платформы - Северо-Азиатского кратона. Выше показана недостаточная аргументированность этого вывода, не исключающая альтернативной трактовки мезозоид с позиций не эпикратонного, а эпокеанического их происхождения.

Все массивы сложены комплексами древних пород, первоначально представлявшими собой морские осадочные, главным же образом подводные вулканогенные образования, в которых распознаются формации океанического дна. В некоторых массивах они залегают под рифейскими отложениями, метаморфизованы до гранулитовой фации и, судя по радиохронологическим данным, имеют архейский и даже раннеархейский возраст. Это позволяет утверждать вхождение в пределы раннедокембрийского протоокеана не только области Сибирской платформы, но и пространства, ныне занятого Верхояно-Чукотской складчатой страной, позволяет также утверждать эпокеаническую природу самих массивов. Но этого недостаточно для вывода о том, что формирование структуры всех массивов происходило в рамках только раннего архея, когда якобы и была образована структура единого для всей страны кристаллического сиалического фундамента.

Предрифейское несогласие строго установлено только в Омолонском массиве, хотя имеются основания предполагать его также в Охотском и Тайгоносском массивах. Суммарная площадь выступов складчато-метаморфических структур в пределах этих трех массивов не больше 10 000 км<sup>2</sup>, что составляет лишь около 0,5% всей площади Верхояно-Чукотской страны. Без подтверждения другими данными слишком рискованно экстраполировать на все это огромное пространство предрифейское несогласие, обнаруженное на столь небольших участках. В качестве такого подтверждения привлекалось мнение о принадлежности рифейских и нижнесреднепалеозойских отложений к формациям платформенного чехла. Однако оказалось, что даже в пределах самих массивов эти отложения представлены формациями геоантиклинального ряда, иногда и миогеосинклинальными, латерально замещающимися на небольшом удалении от массивов эвгеосинклинальными образованиями, мало отличающимися от океанических. Нигде не установлена сколько-нибудь отчетливо выраженная молассовая формация рифейского и дорифейского возраста, что может свидетельствовать о малых масштабах предрифейского складчатого горообразования. В Прикольмском и Восточно-Чукотском массивах древние комплексы метаморфизованы в

амфиболитовой фации и относятся в основном к протерозою. Архейские породы в них не доказаны, хотя и вероятны в составе непрерывных разрезов. Наиболее ранние несогласия и перерывы в них незначительны и локальны и вряд ли возникали в Приколымском массиве раньше рифея, а в Восточно-Чукотском — раньше кембрия или ордовика.

Специальное изучение структурных и стратиграфических взаимоотношений между метаморфическими и неметаморфизованными или слабо метаморфизованными комплексами привело Г.С. Гнибиденко к обоснованию вывода о существовании постепенных переходов не только от гнейсов к ордовикским отложениям в Восточно-Чукотском массиве, но и от гранулитовых пород к слабо метаморфизованным рифейским отложениям в Охотском массиве. Интересно, что эти данные и выводы Г.С. Гнибиденко более 10 лет сторонники остаточного происхождения массивов обходят полным молчанием, хотя их никто не опровергает. Конечно, эти данные, как и указания на несогласия, требуют тщательной проверки. Но пока вполне правомерно допускать, что в Охотском, Тайногосском и Омолонском массивах могут иметь место как согласные, так и несогласные взаимоотношения между гнейсами и рифейскими отложениями, и тогда дорифейские складчато-метаморфические структуры этих массивов могут быть только локальными. Подтверждением этому служит мио- и эвгеосинклинальный тип ближайших к ним рифейско-палеозойских, иногда и мезозойских толщ, замещающих залегающие на массивах геантиклинальные формации. Другим подтверждением является гипотетичность Колымского остаточного массива, на месте значительной части которого установлена Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система со сквозным от рифея до нижнего мезозоя эвгеосинклинальным разрезом.

Таким образом, существование единого для Верхояно-Чукотской страны раннерифейского или вообще докембрийского кристаллического сиалического фундамента не доказано и маловероятно. Мы, как и раньше [Васильковский, 1968], придерживаемся концепции, согласно которой так называемые срединные массивы Северо-Востока СССР являются разновозрастными ядрами ранней консолидации сиалической континентальной коры, развивавшимися на океанической в пределах огромных пространств, разделявших эти массивы. Древнейшие ядра Омолонского, возможно, и Тайноносского массивов возникали в предрифейское время, так как рифейские отложения в их пределах представлены геантиклинальными формациями. Не исключено, что эти ядра зарождались даже в архее. В рифее или несколько раньше произошло зарождение ядра Охотского массива, хотя типичные формации геантиклинального ряда в его районе появились только в девоне. В Приколымском и Восточно-Чукотском массивах архей и даже нижний протерозой строго не установлены; региональные несогласия, устанавливаемые в разрезах массивов, спорны. В первом из них они могут быть локальными внутрикембрийскими или предраннекембрийскими (менее вероятно непосредственно предрифейскими), а во втором — предордовикскими или даже более поздними — предраннекаменноугольными.

Совокупность геологических данных указывает на большую вероятность геосинклинальной, а не остаточной природы срединных массивов. К этому выводу приходили не только автор и Г.С. Гнибиденко, но в отношении Учатского, Приколымского и Омолонского массивов и другие геологи [Фурдуй, 1962; Мерзляков, 1963, 1977; Шпетный, Пепеляев, 1969; и др.].

Используемая до сих пор практика отнесения к нижнему архею всех пород, метаморфизованных до гранулитовой фации, так же как отнесение максимальных радиометрических датировок к завершению процессов формирования складчато-метаморфической структуры срединных массивов, с нашей точки зрения, себя не оправдала, так как ее результаты во многом противоречат геологическим данным. Древнейшие, раннеархейские, изотопные датировки пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, все еще единичны, причем природа их пока непонятна. Они могут указывать (кроме К-Аг датировок) не на время формирования складчато-метаморфической структуры массивов, а на возраст исходного базитового материала метаморфических пород или доскладчатого его метаморфизма, когда здесь существовала кора, слагавшая океаническое ложе. На такую возможность указывает недавнее обнаружение в приразломных зонах Атлантического и Индийского океанов базитовых пород, метаморфизованных в амфиболитовой и высокотемпературной гранулитовой фациях [Силантьев, 1978; Кашицев и др., 1979]. С нашей точки зрения [Васильковский, 1960, 1970, 1978], эти зоны в материковые складчатые области никогда не входили, а слагающие их породы не испытывали давления нагрузки, превышающего 2-3 кбар. Будучи приразломными, они, вероятно, подвергались стрессовым напряжениям и длительному воздействию глубинного потока ювенильных растворов и выносимого ими тепла. Характерно именно приразломное положение рассматриваемых срединных массивов, особенно отчетливое для Охотского, Тайгонского и Омолонского. Они могли формироваться в условиях интенсивных геотермических аномалий. Не обусловили ли эти аномалии локализацию метаморфизма, достигшего гранулитовой ступени, и не вызвали ли привнос избыточного количества радиогенных изотопов, нарушивших нормальный ход "радиометрических часов"?

Нет необходимости останавливаться на описании палеозойско-мезозойской истории развития мезозой Верхояно-Чукотской страны, которая отражает необратимое преобразование островной эпиконтинентальной области в складчатую континентальную кору. Обратим внимание лишь на одну важную деталь этого процесса, раскрытую в недавних работах Ю.А. Косыгина, Н.А. Шило и их соавторов. О ней подробно говорилось в предыдущем разделе, посвященном Охотско-Чукотскому поясу, здесь же лишь затронем вопрос о том, насколько его новая трактовка увязывается с общей геологической историей эпиконтинентальной Верхояно-Чукотской складчатой страны.

Охотско-Чукотский пояс тесно связан с Монголо-Охотским, и оба они составляют Монголо-Чукотский вулканогенный мегалояс,

протянувшийся в виде гигантской дуги (вернее, системы дуг) от центральных районов Азии до Берингова пролива.

Корни истории вулканогенного мегапояса уходят в глубь докембрия и были связаны с возникновением Южно-Алданской (Становой) системы глубинных разломов, вероятно имеющей свое продолжение вдоль южного края Восточного Саяна. Ею было зафиксировано положение развивавшейся с архея Алдано-Саянской островной дуги, намеченной А.А. Предтеченским [1960] под названием древнего поднятия Южной Сибири. Андезито-липаритовый вулканизм вдоль этой системы, возможно, начал проявляться со времени возникновения первых геосинклинальных структур, поднимавшихся над уровнем протоокеана еще в позднем архее. Но сохранились фрагменты лишь более поздних вулканических образований, участвующих в составе аналогов чульманской серии (их верхов), а также элгэтейской и джелтулакской серий, отлагавшихся с раннего протерозоя до раннего рифея. В области байкалид наземный вулканизм с наибольшей силой происходил в среднем протерозое и рифее, но продолжался до раннего — среднего кембрия.

Завершение формирования Станового пояса и продолжавших его структур Центрального Забайкалья и северной части Монголии ознаменовалось образованием Монголо-Охотской системы глубинных разломов, очень надолго, вплоть до юрского периода, определившей рубеж между Алдано-Саянской материковой сушей и Монголо-Охотским эпокееаническим эвгеосинклинальным бассейном. Разломами этой системы контролировался андезито-липаритовый вулканизм, проявлявшийся по меньшей мере со среднего палеозоя до конца мелового периода с его кульминацией, приходившейся на позднюю юру — ранний мел. Сформировался сопровождавшийся фронтальным желобом и зоной Заварицкого-Беньофа Монголо-Охотский окраинно-материковый (андийского типа) вулканический пояс, составивший юго-западный сектор Монголо-Чукотского мегапояса.

Аналогичная система глубинных разломов (с сейсмофокальной зоной Заварицкого-Беньофа) северо-восточного сектора, вероятно, возникла несколько позже, обусловив андезито-липаритовый вулканизм конца девона. Это происходило в то время, когда в пределах Верхояно-Чукотского эпокееанического геосинклинального бассейна выступали еще лишь отдельные острова, наметившие Момо-Полоусную вулканическую дугу и несколько вулканических гряд в районе Омолонского массива, Алазейско-Олойской и Анхойской зон.

Поэтому первоначально Охотско-Чукотский сектор развивался не как окраинно-материковый пояс, а в виде двойной островной вулканической дуги, на юго-западе почти причленявшейся к Алдано-Саянской суше. Вплоть до начала мелового периода палеогеографическая картина была несколько сходной с системой островных вулканических дуг и гряд современной западной части Тихого океана. Впрочем, окраина его, осложненная фронтальным (по отношению к Охотско-Чукотской островной дуге) глубоководным желобом, располагалась в то время приблизительно вдоль границы Охотского

моря и кайнозойской Камчатско-Корякской геосинклинали, входивших в пределы океанического бассейна.

В окраинно-материковый вулканический пояс двойная Охотско-Чукотская островная дуга превратилась только к концу раннего мела. Следовательно, это произошло тогда, когда почти полностью образовалась Верхояно-Чукотская складчатая суша и подверглись осушению даже сопровождавшие дугу тыловые прогибы. Фронтальный окраинно-океанический желоб, вероятно, продолжал существовать до конца мелового периода, может быть, даже до палеогена, а затем сместился в область современного шельфа, где, по геофизическим данным, ныне расположен компенсированный неуплотненными осадками Северо-Охотский прогиб.

Таким образом, наложенность позднемезозойского вулканогенного комплекса Охотско-Чукотского пояса является в какой-то мере кажущейся. Позднемезозойский этап прогрессировавшего андезито-липаритового вулканизма здесь явно унаследован от намного более раннего этапа, когда проявление его началось вместе с зарождением и формированием геантиклинальных структур. Причина смены подводно-океанического (эвгеосинклиналиного) толеитового вулканизма преимущественно наземным известково-щелочным андезито-липаритовым не вполне ясна. Однако в возбуждении последнего несомненную роль играло развитие контролирующих его глубинных разломов. Ими было как бы очень прочно зафиксировано на ряд геологических периодов (и даже двух-трех эр) положение всей развивавшейся структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Не означает ли это, что и современные островные дуги, и окраинно-материковые вулканические пояса тоже имеют очень длительную историю развития, в течение которой положение их было в какой-то мере зафиксировано, что не допускало их перемещения с "горячих точек" на многие сотни и даже тысячи километров?

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б.С. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Южного Верхоянья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1969, вып. 13, с. 410-431.
- Абрамов Б.С. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1974. 96 с.
- Авдейко Г.П., Заборовская Н.Б., Марков М.С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Корьякско-Камчатской складчатой зоны. - Геотектоника, 1966, № 5, с. 87-94.
- Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
- Авченко О.В., Тарарин И.А., Чубаров В.М. О зональности гранатов из метапелитовых пород станового комплекса и Срединного хребта Камчатки. - Геол. и развед., 1978, № 10, с. 84-91.
- Авченко О.В., Чубаров В.М. О перераспределении кальция между гранатом и плагиоклазом в минеральных парагенезисах метапелитовых гнейсов станового комплекса. - Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 924-928.
- Акрамовский И.И., Мягкова Э.А. Особенности строения зоны сочленения мезозойских и кайнозойских складчатых областей в районе левобережья р. Анадырь. - Геол. и геофиз., 1967, № 11, с. 48-57.
- Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д. О границе кембрия и докембрия в Забайкалье. - Геол. и геофиз., 1971, № 5, с. 16-27.
- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных плутонов. Новосибирск: Наука, 1973. 200 с.
- Андрианов А.В., Головачев Ф.А. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Чукотского полуострова. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Чукотского национального округа. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1938, с. 153-224.
- Андрианов В.Н. Стратиграфия триасовых отложений южной части Западного Верхоянья. - Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифич. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 198-202.
- Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчинское междуречье). М.: Наука, 1966. 132 с.
- Арсеньев А.А., Журавлева З.А. Верхний докембрий. Северный склон Алданского щита. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 305-313.
- Артемов А.В., Неймарк А.А. Новейший рифтогенез Момской области и его позднемезозойская предыстория. - Геол. и развед., 1977, № 4 с. 15-22.
- Архангельская Н.А., Григорьев В.Н., Зеленов К.К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 190 с.
- Архангельская А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1941. 376 с.

- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1947. Т. 1. 412 с.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. – Бюл. МОИП, Отд. геол., 1933, т. 11, № 4, с. 323–348.
- Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск, 1974. 309 с.
- Атласов И.П. Новый выход докембрийских пород в северо-восточной части Сибирской платформы. – Тр. НИИГА, 1956, т. 72, вып. 4, с. 154–177.
- Атласов И.П. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта. – В кн.: Геология Советской Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 424–460.
- Атласов И.П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. – Тр. НИИГА, 1960, т. 106, с. 3–169.
- Атласов И.П., Вакар А.А., Дибнер В.Д. и др. Тектоническая карта Евразийской Арктики и принципы ее составления. – В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 9–22.
- Афицкий А.И. Стратиграфия триасовых отложений бассейна р. Большой Анюй (правый приток нижнего течения р. Колымы). – Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 418–421.
- Бабаян Г.Д., Уаров В.Ф., Черных М.Ф. Строение земной коры Вилюйской синеклизы и прилегающих районов. – Сов. геол., 1978, № 1, с. 212–218.
- Бархатов Г.В. О кристаллическом фундаменте северного склона Алданского щита и Вилюйской синеклизы (данные глубинного бурения и геофизики). – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1960, вып. 2, с. 23–35.
- Басов В.А., Бурдыкина М.Д., Вороховская А.М. и др. К стратиграфии мезозойских отложений Полоусного кряжа. – В кн.: Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л., 1977, с. 5–15.
- Башарин А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 202 с.
- Белов А.А., Соколов С.Д. Тектоника срединных массивов. – Геотектоника, 1974, № 5, с. 124–126.
- Белоусов В.В. Об основных закономерностях развития континентов. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7, с. 67–79.
- Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969. 175 с.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структура Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф., Ефимов А.Ф., Корольков В.Г. К стратиграфии верхнего мела восточной части Ульинского прогиба. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972, вып. 20, с. 275–278.
- Белый В.Ф., Ефимова А.В., Паракецов К.В. Нижний мел северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. – Сов. геол., 1965, № 10, с. 97–109.
- Белый В.Ф., Милов А.П. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины. – Сов. геол., 1973, № 1, с. 86–99.
- Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. – Геотектоника, 1966, № 2, с. 83–94.
- Белый В.Ф., Шило Н.А. Чукотско-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и Охотско-Чукотское звено. – В кн.: Строение земной коры и верхней ман-

- тии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, с. 25-41.
- Бельтенов Е.Б., Лебедев Е.Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья. - Докл. АН СССР, 1968, № 2, с. 407-410.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Беляков П.П., Гусев Б.В., Кутейников Е.С., Фирсов Л.В. Позднепротерозойские трапповые интрузии западного крыла Анабарской антеклизы. - В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 67-80.
- Березкин В.И. Стратиграфия, корреляция и возраст метаморфических толщ Ярогинского, Субганского и Чульманского грабенов Алданского шита. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 146-164.
- Берсенева И.И. Об истории геологического развития западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. - В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970, с. 79-92.
- Беэр А.А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с. 71-85.
- Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива. - Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434-436.
- Биджиев Р.А., Горшкова Е.В., Баранов Ю.М. О проявлении кайнозойского траппового магматизма на севере Верхоянья. - Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, т. 214, № 3, с. 640-643.
- Билибин Ю.А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока. - Пробл. сов. геол., 1937, № 5/6, с. 419-427.
- Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.: Изд-во АН СССР, 1941. 164 с.
- Билибин Ю.А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4, с. 51-66.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Гостеолтехиздат, 1955. 86 с.
- Бирюлькин Г.В., Кудрявцев В.А., Салаткин В.Н. Стратиграфия угуйского комплекса докембрия западной части Алданского шита. - В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 57-69.
- Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 29).
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
- Бондарчук В.Г. Тектоорогения. Киев: Изд-во Киевск. ун-та, 1946. 263 с.
- Бондарчук В.Г. Основные положения тектоорогении. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 381 с.
- Брант С.В., Киселев Ю.В., Перминов А.В. и др. Абсолютный возраст кристаллических пород Алданского шита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов. - Сов. геол., 1978, № 9, с. 70-79.
- Булгатов А.Н. Рифейская орогенная система Забайкалья. - В кн.: Орогения в истории развития земной коры. Новосибирск: Наука, 1976, с. 68-80.
- Булин Н.К., Афанасьев Н.А., Проняева Е.А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным. - Сов. геол., 1972, № 10, с. 134-139.

- Булина Л.В., Спижарский Т.Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1965, № 12, с. 21–29.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча–котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород. – В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.:Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, с. 417–589.
- Быховер В.Н., Лаврович Н.Н. Новые данные о Каларском массиве анортозитов (Восточная Сибирь). – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1980, с. 17–26.
- Бычков Ю.М. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений юго-восточной части Иньзялы–Дебинского синклиория. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 18, с. 16–40.
- Бычков Ю.М., Полуботко И.В., Терехов М.И. О нижнетриасовых отложениях Омолонского массива. – Сов. геол., 1966, № 3, с. 157–168.
- Васильковский Н.П. К теории земной коры. – Тр. СНИИГГИМС, 1959, вып. 5, с. 95–128.
- Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. – Тр. СНИИГГИМС, 1960, вып. 13, с. 5–56.
- Васильковский Н.П. Составление литолого–фациальных палеогеографических карт докембрия и нижнего палеозоя Алтае–Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1963а, с. 3–14.
- Васильковский Н.П. К проблеме островных дуг. – В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963б, с. 557–565.
- Васильковский Н.П. К проблеме развития земной коры. М.: Наука, 1964а, с. 22–33. (Междунар. геол. конгр. 22–я сес. Докл. сов. геологов. Проблема 4).
- Васильковский Н.П. О строении Сибирской платформы. – В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964б, с. 13–43.
- Васильковский Н.П. Геологическая природа азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса. – В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 17–26.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и геологическая история северо-восточной ветви Тихоокеанского пояса. – В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 9–57.
- Васильковский Н.П. О происхождении базальтового слоя земной коры. – В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970, с. 65–78.
- Васильковский Н.П. Непостоянство уровня Мирового океана в геологическом прошлом. – Океанология, 1973, т. 13, вып. 6, с. 1026–1040.
- Васильковский Н.П. О геолого–геофизической модели океанической коры: Международный симпозиум "Тектоника и вулканизм планет". Докл. Ереван, 1968, с. 114–121.
- Васильковский Н.П., Предтеченский А.А. О строении Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1964, № 6, с. 3–17.
- Васильковский Н.П., Предтеченский А.А., Сенников В.М. Осадочные и вулканогенные формации Алтае–Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые. – В кн.: Осадочные формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1964, с. 40–61.
- Вашилов Ю.Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. – В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 64–78.

- Великославинский Д.А., Мануйлова М.М., Ревякин Л.В. и др. Метаморфические пояса Байкальской горной области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 167–182.
- Великославинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1976, т. 105, № 1, 48–58.
- Вельдяков Ф.Ф. Девонские отложения центральной части Охотского массива. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972а, вып. 20, с. 34–38.
- Вельдяков Ф.Ф. Рифейские отложения Кухтуйско-Ульбейского междуречья. — Там же, 1972б, с. 25–30.
- Вельдяков Ф.Ф. О находке олигоклазитов на Северо-Востоке СССР. — Там же, 1974, вып. 21, с. 324–326.
- Вельдяков Ф.Ф., Иванов В.А., Песков Е.Г., Рябов А.В. Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 80–90.
- Вельдяков Ф.Ф., Песков Е.Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 81–91.
- Верба М.Л. Западно-Сибирская плита и Енисей-Хатангский прогиб — раннемезозойские зоны растяжения земной коры. — В кн.: Мезозойский тектогенез: Тез. докл. VII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан, 1969, с. 270–272.
- Веревкин Н.И., Егин В.И., Заболоцкий Е.М., Энтин А.Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 5–14.
- Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А. Стратиграфия архея верхнего течения р. Тимптон. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 26–33.
- Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 269 с.
- Виноградов В.А. Доверхнепалеозойская история геологического развития Северного Верхоянья и северо-восточной части Сибирской платформы в связи с перспективами нефтегазоносности. — Тр. НИИГА, 1961, т. 123, вып. 16, с. 19–40.
- Виноградов В.А., Дибнер А.Ф., Самусин А.И. О выделении пермских отложений на острове Большом Ляховском. — Докл. АН СССР, Сер. геол., 1974, т. 219, № 4, с. 1200–1202.
- Витте Л.В., Фотиади Э.Э. Строение и эволюция земной коры дорифейских платформ территории СССР. — Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 12–27.
- Вихерт А.В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
- Возин В.Ф. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. — Тр. Якутск. фил. СО АН СССР, 1962, вып. 15, с. 1–119.
- Вологдин А.В. К открытию опорной верхнесинийской водоросли в породах Удоканского хребта Читинской области. — Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 2, с. 446–449.
- Воронков А.В. Геологическое строение острова Столбового архипелага Новосибирских островов. — Тр. НИИГА, 1958, вып. 85, с. 37–43.
- Гавриков С.И. Стратиграфия и тектоника Тас-Хаятасского складчатоглыбового поднятия. Сов. геол., 1962, № 5, с. 139–143.
- Гавриков С.И. К истории геологического развития Охотского массива. — Сов. геол., 1965, № 2, с. 71–81.
- Гавриков С.И. Момо-Зырянский прогиб. — Тр. Совещ. по проблеме "Прогибы". Л.: Наука, 1966, с. 132–134.

- Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 34–45.
- Ганелин В.Г. Первый непрерывный разрез верхнепалеозойских отложений на Северо-Востоке СССР. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 2, с. 415–418.
- Гельман М.Л. Магматизм. Чукотская область. — В кн.: Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геол. описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970, с. 126–141.
- Гельман М.Л., Терехов М.И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 30–31.
- Геология и петрология южного обрамления Алданского щита/Н.Г.Судовиков, Г.М.Глебовицкий, Г.М.Другова и др. М.: Наука, 1965. 299 с.
- Геология Сибирской платформы/ Под ред. И.И.Краснова, Н.П.Лурье, В.Л.Масайтиса. М.: Недра, 1966. 447 с.
- Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геол. описание, кн. 1. М.: Недра, 1966. 548 с.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геол. описание, кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
- Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Масштаб 1:1500000. М.: ГУГК, 1964.
- Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока/Под ред. Ю.А.Косыгина. Новосибирск: Наука, 1965. 140 с.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса./Под ред. Л.И.Красного. М.: Недра, 1966. 516 с.
- Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья/А.В. Вихерт, В.Ф.Возин, Ю.П.Ивенсен и др. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 211 с.
- Геохронология Сибирской платформы и ее складчатого обрамления/ Под ред. М.М.Мануйловой. Л.: Наука, 1968. 332 с.
- Герлинг Э.К., Искандерова А.Д., Левченко О.А., Михайлов Д.А. О возрасте мраморов джелтулинской и иенгрской серий Алдана по данным уран-свинцового изохронного метода. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, т№ 6, с. 366–369.
- Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А., Кольцова Т.В. и др. Определение возраста Земли по древнейшим минералам и породам. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 366–372.
- Гладких В.С. Некоторые особенности формации щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау). — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 101–107.
- Гладков В.Г., Грабкин О.В. О роли архейских складчатых овалов в формировании структуры юга Восточной Сибири. — Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 10–17.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Дук В.П., Прияткина Л.А. и др. Геологическое положение гранулитового комплекса. — В кн.: Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972, с. 9–46.
- Глуховский М.З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 39–51.
- Глуховский М.З. О нуклеарной и протогеосинклиналиной стадиях развития архея в западной части Алданского щита. — В кн.: Вопросы региональной геологии. М.: Недра, 1971, с. 178–182.

- Глуховский М.З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма докембрия на примере Алданского шита. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 3-19.
- Глуховский М.З. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского шита и Становой области (по материалам дешифрирования теловизионных космических снимков). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 36-48.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Казьмин М.И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского шита в связи с проблемой протофиолитов. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 103-117.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3-7.
- Глуховский М.З., Ставцев А.Л., Коген В.С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области. — Геотектоника, 1972, № 4, с. 76-89.
- Гнибиденко Г.С. О структурном положении метаморфических толщ Восточной Чукотки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 10, с. 39-44.
- Гнибиденко Г.С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969а. 134 с.
- Гнибиденко Г.С. К тектонике Охотского массива ранней консолидации. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток, 1969б, с. 73-81.
- Гнибиденко Г.С. О структурном положении метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — Там же, 1969в, с. 65-71.
- Гнибиденко Г.С., Шашкин К.С. О возрасте метаморфических пород Аянского района (юго-восточный склон хр. Джугджур). — Геол. и геофиз., 1969, № 7, с. 110-115.
- Головенко В.К., Салоп Л.И., Чумаков Н.М. Северная часть Байкальской горной страны. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 436-457.
- Гольбрайх И.Г., Спасская И.С. Солоноватоводные пелелиподы верхнего палеозоя бассейна р.Вилюй. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 5, с. 1107-1109.
- Горбов В.В., Загрузина И.А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород Колымского срединного массива. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 5, с. 1131-1132.
- Городинский М.Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 54-66.
- Городинский М.Е., Паракецов К.В. Стратиграфия и тектоника мезозойских отложений Раучуанского прогиба. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1960, вып. 14, с. 13-26.
- Гребенников Г.А. Схема стратиграфии палеозойских отложений Селенняхского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1969, вып. 13, с. 316-331.
- Гребенников Г.А., Шлыков И.П. Стратиграфия ордовика Селенняхского кряжа. — Сов. геол., 1960, № 12, с. 106-114.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132-227.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 186 с.
- Гроздилов А.Л., Косьюк М.К. Структурно-фациальная характеристика северной горной системы Черского. — В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л.: Недра, 1972, с. 11-27.
- Гуляев П.В. К тектонике Алазейского поднятия. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 30-43.

- Дзевановский Ю.К. Успехи изучения геологии Восточной Сибири. — Сов. геол., 1947, № 30, с. 17-29.
- Дзевановский Ю.К. К геологии западного обрамления Алданского шита. — Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1, с. 21-27.
- Дзевановский Ю.К. Алданский шит. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полумом Азиатская часть СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 181-192.
- Дзевановский Ю.К., Судовиков Н.Г. Докембрий Алданского шита и хребта Станового. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 77-90. (Международ. геол. конгресс. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Проблема 9).
- Довгаль Ю.М., Радзвилл А.Я., Титов В.А., Часовитин М.Д. К тектонике Олойско-Ануйского междуречья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 18, с. 47-55. \*
- Домохотов С.В. Бисстратиграфия верхнепермских и мезозойских терригенных отложений Восточного Верхоянья. — Тр. НИИГА, 1958, вып. 9, с. 3-20.
- Домохотов С.В. Верхний триас и юра Восточного Верхоянья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961, вып. 15, с. 15-21.
- Дорофеев В.К., Повышева Л.Г., Черняк Г.Е. Верхний палеозой восточной части хребта Полоусного и хребта Улахан-Сис. — В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1975, с. 85-89.
- Другова Г.М. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнеархейских пород в зоне Становой орогении. — Тр. ЯФ СО АН СССР. Сер. геол., 1962, вып. 11, с. 40-54.
- Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского шита и Станового хребта. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, с. 142-216.
- Дубовиков Л.К. Стратиграфия палеозойских отложений хребта Тас-Хаяхтах. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1969, вып. 13, с. 332-338.
- Ефременко Э.А. Формация высокоглиноземистых гранитоидов Якутии. — Сов. геол., 1977, № 2, с. 120-127.
- Жаднова Г.П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. — Тр. ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
- Житенский А.А., Радзвилл А.Я. К стратиграфии палеозоя бассейна р. Орловки, правого притока р. Большой Ануй. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, вып. 17, с. 82-87.
- Жуланова И.Л. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 111-123.
- Журавлева З.А., Тимацев В.М. О юдомской свите на Становом хребте. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1, с. 121-124.
- Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
- Заборовская Н.Б., Леоненко Н.А., Логинова Г.Н., Некрасов Г.Е. Стратиграфия верхнепермских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложений северной части полуострова Тайгонос. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 6, с. 23-37.
- Заборовская Н.Б., Липков Л.З., Марков М.С., Некрасов Г.Е. Меловые структуры Охотско-Чукотского пояса на полуострове Тайгонос и их генезис. — Геотектоника, 1965, № 6, с. 56-67.

- Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозойд к Корьякско-Камчатской области. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 103-117.
- Замараев С.М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое. — Геол. и геофиз., 1961, № 11, с. 30-39.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А. Необратимый характер гранитоидного магматизма (на примере Бурятского Забайкалья). — Геол. и геофиз., 1978, № 10, с. 3-13.
- Зедгенизов А.Н. К вопросу о стратиграфии и корреляции архейских толщ Сутамского блока. — В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 53-61.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Мезозойская структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 3-21.
- Иванов В.А. Тектоника Южного Верхоянья. — В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 249-269.
- Иванов О.Н. О возможности выделения гипербазито-габбро-гранитного формационного ряда на Восточной Чукотке. — Геол. и геофиз., 1969, № 7, с. 72-78.
- Иванов О.Н. Стратиграфия докембрия крайнего Северо-Востока СССР (Восточная Чукотка, о.Врангеля). — В кн.: Дкембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 15-17.
- Иванов О.Н., Крюков Ю.В. Докембрий восточного сектора Советской Арктики. — Геол. и геофиз., 1973, № 9, с. 50-59.
- Иванов О.Н., Крюков Ю.В. Докембрийские магматические формации восточного сектора Советской Арктики. — Геол. и геофиз., 1976, № 9, с. 23-33.
- Ивановская А.В. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск: Наука, 1967. 124 с.
- Ивановская А.В., Тимофеев Б.В. О рифейских отложениях на западном склоне Анабарского щита. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 6, с. 1411-1413.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А. Раннемезозойский "ленский" базальтоидный вулканоплутонический комплекс западной окраины Верхоянско-Чукотской складчатой области. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли: I Всесоюз. симпоз. по палеовулканологии. М., 1973, с. 109-111.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
- Изох Э.П., Загрузина И.А. Двуслюдяные оловяносные граниты Чукотки. — Геол. и геофиз., 1969, № 7, с. 63-71.
- Кайгородцев Г.Г., Трибунский И.П. Верхнетретичные морские отложения близ Охотска. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1957, вып. 11, с. 65-67.
- Калугин Х.И. Основные данные по стратиграфии пермских и мезозойских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела. — Сов. геол., 1959, № 2, с. 48-67.
- Каминский Ф.В., Шлосберг М.А. Позднеюрский — нижнемеловой магматизм юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2, с. 27-38.
- Карсаков Л.П. Некоторые особенности геологии докембрия восточной части Станового хребта. — В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 85-90.

- Карсаков Л.П. Докембрий восточной части Станового хребта. — В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 27–39.
- Карсаков Л.П., Васькин А.Ф. К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975, с. 212–221.
- Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ) СССР. Масштаб 1:2 500 000/ Под ред. А.З.Макарова. М.: Аэрогеология, 1974.
- Кац А.Г. Новые данные по стратиграфии архея юго-западной части Алданского шита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 5, с. 137–138.
- Кац А.Г. К вопросу о стратиграфии архея юго-западной части Алданского шита. — Труды ВАГТ, 1962, вып. 8, с. 90–92.
- Кицун В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. М.: Наука, 1966, с. 135–143.
- Клитин К.А. Некоторые особенности строения Байкало-Патомской области. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 5, с. 1156–1159.
- Клитин К.А., Домнина Е.А., Риле Г.В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 1, с. 82–94.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г. Формационный анализ при определении времени завершения байкальской складчатости на юге Сибири. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 78–90.
- Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкалиды юго-востока Сибири. — Тр. ГИН АН СССР, 1970, вып. 219, 144 с.
- Кобаньков В.Т. О вендском (юдомском) комплексе Приколымского поднятия. — Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1975, вып. 232, с. 202–206..
- Кобаньков В.Т., Шашурина И.Т., Шишкина В.А. Новые данные по стратиграфии нижнекембрийских отложений Приколымского поднятия. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 1, с. 173–176.
- Коген В.С., Рассказов Ю.П. Стратиграфия раннего докембрия Примайского шовного прогиба (Северное Прихотье) — В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 73–74.
- Константиновский А.А. К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений хр. Черского — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8, с. 95–105.
- Копылов П.А. О положении и стратиграфическом разрезе архея кристаллических пород юго-восточной области Алданского шита. — В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971 с. 70–84.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 87, с. 3–75.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 349–366.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Новые данные о возрасте докембрийских толщ между речья Нечеры и Бульбухты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 12, с. 93–96.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Геологические соотношения пород удоканской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского шита). — Сов. геол., 1971, № 10, с. 120–123.

- Коровин М.К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 19–46.
- Королев Г.Г. О возрастных соотношениях вулканогенно-осадочных толщ мезозойских прогибов западного Приохотья. — Геол. и разв., 1967, № 4, с. 3–8.
- Корольков В.Г., Рудник В.А., Соботович Э.В. О позднепалеозойском — раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, т. 219, № 6, с. 1441–1444.
- Королук И.К., Медведев А.М., Сидоров А.Д. К вопросу о возрасте древних свит Чина-Амалатского междуречья Витимского нагорья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской ССР. Улан-Удэ, 1961, вып. 7, с. 170–172.
- Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В. Общие черты строения земной коры переходной зоны. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964, с. 174–193.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.
- Косыгин Ю.А. Развитие Сибирской платформы в докембрии. — Геол. и геофиз., 1962, № 7, с. 16–31.
- Косыгин Ю.А., Башарин А.Н., Берзин Н.А., Вотах О.К. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. — Геол. и геофиз., 1962, № 10, с. 68–82.
- Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Тектоника Дальнего Востока. — Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 150–157.
- Краснов И.И., Масайтис В.Л. Тектоника Оленекско-Вимойского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1955, вып. 7, с. 217–233.
- Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР/А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, В.В. Меннер, Е.В. Павловский, Н.П. Херасков, П.Н. Кропоткин, А.М. Овчинников, Ю.М. Шейнманн. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, 299 с.
- Кропоткин П.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 72–96.
- Кропоткин П.Н., Херасков Н.П. Тектоника Северо-Востока Азии. — Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр., 1939, т. 2, с. 610–624.
- Кропоткин П.Н., Шаталов Е.Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по изучению Охотско-Кольмского края. М.: ГОНТИ, 1936, вып. 3, с. 10–49.
- Кропоткин П.Н., Шахарстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965, 366 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Кудрявцев В.А. Архей бассейна р. Сутама. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 34–50.
- Кудрявцев В.А. Корреляция дорифейских толщ Алданского щита и Становой складчатой области. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток, 1978, с. 26–27.
- Кудрявцев В.А., Гурова Е.П., Гуров Е.П. Тектоника западной части Станового хребта. — Геотектоника, 1967, № 3, с. 82–92.
- Кудрявцев Н.А. О закономерностях накопления ископаемых солей (к вопросу о парагенезисе нефти и соли). — Сов. геол., 1960, № 7, с. 17–35.

- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Куликов М.В., Ильяхина Н.П., Глухов Ю.С. Первая находка колымий в пермских угленосных отложениях Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 2, с. 431-432.
- Куликов М.В., Ильяхина Н.П., Лобанов Л.В. Новые данные о палеогеографии поздней перми Сибири. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 4, с. 881-890.
- Кулиш Е.А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964а. 119 с.
- Кулиш Е.А. К стратиграфии и тектонике архея южной части Алданского щита. — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964б, с. 5-13.
- Кулиш Е.А. Сутамская серия алданского архея. — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 123-126.
- Кулиш Е.А. Метабазиты и метаультрабазиты нижнеархейского алданского комплекса. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 250-263.
- Кулиш Е.А. Нижняя терригенная формация алданского комплекса (нижний архей). — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 64-65.
- Курицын В.В. Новые данные о стратиграфии архея железорудных месторождений в центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и золотосодержание докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 62-69.
- Кушев В.Г. Развитие территории Байкальской горной области в позднем протерозое — кембри. — Геол. и геофиз., 1977, № 9, с. 23-37.
- Лавренко Е.И., Лазыко Е.М. О кварцитах иенгурской серии Алданского щита. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 240-247.
- Лазуркин В.М. Геологическое строение нижнего течения р. Лены (Ленская впадина). — В кн.: Геология сарветской Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 461-483.
- Лазуркин В.М. Новые данные по геологии Северного Верхоянья. — Информ. бюл. НИИГА, 1959, вып. 14, с. 50-58.
- Лазыко Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. 198 с.
- Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Тр. ИГиН АН СССР. Сер. петрогр., 1955, вып. 161, № 46. 198 с.
- Лебедев А.П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 2, с. 55-74.
- Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 689-692.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Гинзбург А.С., Дилакторский Н.Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов в Восточной Сибири. — Тр. Совета по изучению производительных сил АН СССР. Сер. Сиб., 1932, вып. 1, с. 5-29.
- Лейтес А.М. Нижний протерозой Северо-Востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965. 184 с.
- Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355-1358.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна). — Геотектоника, 1972, № 2, с. 114-127.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 3-23.

- Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968. 157 с.
- Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 164 с.
- Ленско-Вилуйская нефтегазоносная провинция / Под ред. Г.С. Фрадкина. М.: Наука, 1969. 278 с.
- Леоненко Н.А. Геологическое строение полуострова Тайгонос. — Геол. и геофиз., 1974, № 9, с. 34-45.
- Леоненко Н.А. Структурная зональность полуострова Тайгонос. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 2, с. 58-66.
- Леонтьев Л.Н. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и о природе Вилуйской впадины. — В кн.: Русская и Сибирская платформы и их обрамление. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 13, с. 58-71.
- Леснов Ф.П. Вопросы геологии и петрологии Чуйского габбро-перидотит-дуניתового плутона в Северном Прибайкалье. — Геол. и геофиз., 1966, № 5, с. 63-75.
- Лившиц И.Л. Два этапа регионального метаморфизма пород северной части полуострова Тайгонос. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 6, с. 1432-1435.
- Ли Сыгуан. Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 131 с.
- Лишневский Э.Н., Елисеева И.С., Богомазова Г.А. Строение земной коры района Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным. — Сов. геол., 1968, № 7, с. 75-87.
- Лобанов М.Ф. Геологическое строение Новосибирских островов. — В кн.: Геология Северной Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 484-503.
- Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы северо-восточной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 5-70.
- Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского щита. М.: Наука, 1964. 124 с.
- Лутц Б.Г., Мокшанцев К.Б., Николаевский А.А. О составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1962, № 8, с. 41-51.
- Лычагин П.П. Генезис эффузивов кедонской серии Омолонского массива. — Сов. геол., 1974, № 6, с. 75-87.
- Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 18-55.
- Люстих Е.Н., Салтыковский А.Я. К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры. — Геохимия, 1961, № 4, с. 293-297.
- Мазарович А.Н. Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, 1951. Ч. 1. 317 с.; 1952. Ч. 2. 139 с.
- Макаренко Г.Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане. — Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 6, с. 3-30.
- Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 51-58.
- Маракушев А.А. Проблема минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Маракушев А.А. Особенности метаморфизма древних толщ на Дальнем Востоке. — В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1968, с. 32-46.
- Масайтис В.Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 97, с. 137-158.

- Машак М.С. Трапповый магматизм южного склона Анабарского щита. — В кн.: Геология и петрология траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 34–48.
- Межвилк А.А. Стратиграфия северного Хараулаха. — Сов. геол., 1958, № 7, с. 43–62.
- Межвилк А.А. Особенности развития Верхоянской миогеосинклинали. — В кн.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971, с. 36–43.
- Мерзляков В.М. Возраст и структурное положение Учатского метаморфического комплекса. — В кн.: Итоговая научная аспирантская конференция за 1962 г.: Тез. докл. Казань, 1963, с. 46–48.
- Мерзляков В.М. Новый тип разреза ордовика на Колымском массиве. — Колыма, 1967, № 7, с. 44–46.
- Мерзляков В.М. Тектоника юго-восточной части зоны сочленения Колымского срединного массива с Яно-Колымской складчатой системой. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 96–101.
- Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. М.: Наука, 1971, 151 с.
- Мерзляков В.М. Эволюция представлений о Колымской платформе. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 5–17.
- Мерзляков В.М., Лычагин П.П. Учатский метаморфический комплекс. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 56–63.
- Мерзляков В.М., Лычагин П.П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 58–63.
- Мерзляков В.М., Терехов М.И., Бялобжеский С.Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 61–73.
- Милановский Е.В. Очерк теории геосинклинали в ее современном состоянии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1929, т. 7, № 4, с. 331–379.
- Милашев В.А., Крутоярский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1963, т. 126, 215 с.
- Минц М.В., Самозванцев З.М. Андезит-базальт-пипаритовая формация Ульинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский пояс). — Сов. геол., 1974, № 10, с. 90–103.
- Миронюк Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 93–110.
- Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971, 238 с.
- Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Билечинская свита в разрезе нижнепротерозойских отложений Зани-Суганской зоны Алданского щита. — Тр. ВСЕГЕИ, 1976, вып. 263, с. 5–7.
- Михайлов Д.А., Левченков О.А. О возрастных взаимоотношениях процессов Fe-Mg-Ca метасоматоза в докембрии Алдана. М.: Наука, 1971, с. 92–102.
- Мишкин М.А., Шкодзинский В.С., Лаговская Е.А. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1165–1168.
- Мокринский А.В. Тектоника Южно-Якутского краевого прогиба. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962, т. 1, с. 204–211.
- Моралев В.М., Ставцев А.Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. — В кн.: Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 7, с. 5–24.

- Мошкин В.Н. Стратиграфия и магматизм докембрия восточной части зоны Становика-Джугджур. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 5, с. 135-136.
- Мошкин В.Н. Восточная часть хребта Станового и хребта Джугджур. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом. Азиатская часть СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 286-296.
- Мошкин В.Н. Архейские образования. Протерозойские образования, хребты Становой и Джугджур. — В кн.: Геология СССР, т. 19, ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1966, с. 365-389.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.И. Анортозитовая формация. — В кн.: Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979, т. 1, с. 218-228.
- Мошкин В.Н., Рассказов Ю.П. Становой комплекс. Раздел гл. IV. Стратиграфия. — В кн.: Геология СССР, т. 19, ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1966, с. 52-63.
- Мошкин В.Н., Шпак Н.С. Алданский комплекс. Раздел гл. IV. Стратиграфия. — В кн.: Геология СССР, т. 19, ч. 1. Геол. описание. М.: Недра, 1966, с. 47-52.
- Муратов М.В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 5, с. 61-71.
- Мусалитин Л.А. Металлогенические зоны Куларского антиклинория. — Сов. геол., 1971, № 8, с. 114-125.
- Нагибина М.С., Пушаровский Ю.М. Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс края Азиатского материка. — В кн.: Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 212-218.
- Наливкин Д.В. Геология СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 814 с.
- Неелов А.Н. Майско-Чукотский район. — В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Полутом. Азиатская часть СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 246-263.
- Неелов А.Н., Седова И.С. Стратиграфия докембрия западной части Станового хребта. — Там же, с. 263-274.
- Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Копаевич Л.В., Седова А.И. Юго-западная граница и возраст Алданского шита. — Геол. и геофиз., 1962, № 11, с. 52-59.
- Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского края. — Геотектоника, 1971, № 5, с. 37-44.
- Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Гельман М.Л. Тектоника зоны перехода мезозойских структур Камчатской складчатой области на примере полуострова Тайгонос. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 80-87.
- Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-восточной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 224 с.
- Некрасов И.Я., Дьяченко В.И. Основные черты геологического строения и металлогении Нижне-Индигирского рудного района. — Сов. геол., 1960, № 1, с. 34-56.
- Ненашев Н.И. Геохронология и некоторые вопросы эволюции состава пород трапповой формации Сибирской платформы и сопредельных районов. — В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 46-58.
- Николаев А.А. К стратиграфии древних осадочно-метаморфических свит Прикольмья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1956, вып. 10, с. 135-147.
- Николаев А.А. Схема стратиграфии докембрия, нижнего и среднего палеозоя Северо-Востока СССР. — В кн.: Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 8-19.

- Николаевский А.А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1968. 183 с.
- Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 175 с.
- Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. Восточная часть Алданского шита и Юдомо-Майский прогиб. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 294-304.
- Обручев С.В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии. - Проблемы сов. геол., 1934, № 6, с. 182-200; № 7, с. 1-16.
- Обручев С.В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. - В кн.: Академику В.А.Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938, т. 1, с. 255-308.
- Обручев С.В. Тектоника Северо-Восточной Азии. - Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр., 1940, т. 5, с. 211-218.
- Орадовская М.М. О двух типах разреза ордовика на Колымском массиве. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966а, вып. 18, с. 56-66.
- Орадовская М.М. Схема стратиграфии ордовика юго-восточной части Колымского массива. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966б, вып. 19, с. 355-360.
- Орадовская М.М. Стратиграфия ордовика и силура Чукотского полуострова. - Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 190-193.
- Орадовская М.М. Новые данные о стратиграфии девонских отложений Чукотского полуострова. - Колыма, 1971, № 4, с. 41-43.
- Оффман П.Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. - В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 4, с. 12-344.
- Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 82-90.
- Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. - В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 7-14.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития Земли. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23-39.
- Павловский Е.В. Кратонизация земной коры материков. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 5, с. 23-39.
- Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). - В кн.: Структура докембрия и связь с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9-53 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 93).
- Паракецов К.В. Новые данные о возрасте вулканогенных отложений Яблонь-Еропольского водораздела. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961, вып. 15, с. 22-27.
- Паракецов К.В. Северо-Восточное Прикольмье в раннемеловую эпоху. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 18, с. 67-80.
- Паракецов К.В., Городинский М.Е. К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе Чаунской губы. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 19, с. 56-62.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Нижнемеловые отложения бассейна р.Еропол. - Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 209, № 3, с. 665-668.

- Паракецов К.В., Паракецов Г.И. Биостратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР и граница юры и мела. - Тр. СВНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974, вып. 63, с. 182-195.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-24.
- Пепеляев Б.В., Терехов М.И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 181-191.
- Петров А.Ф. Геология западной части Алданского шита в бассейнах рек Чары и Тохко. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. М.: Наука, 1966, с. 110-134.
- Петров А.Ф. Стратиграфия верхнеархейских и нижнепротерозойских отложений запада Алданского шита. - Сов. геол., 1974, № 2, с. 135-142.
- Полуботко И.В., Паракецов К.В., Репин Ю.С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, вып. 23, с. 42-51.
- Полуботко И.В., Репин Ю.С. Биостратиграфия нижнеюрских отложений Северо-Востока СССР. - Тр. СВНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974, вып. 63, с. 68-89.
- Попов В.И. О непрерывности тектонических движений. Ташкент, 1938. 62 с.
- Попов В.И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры. - Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, вып. 7, с. 5-85.
- Попов Ю.Н. Тектонические особенности Северо-Востока Азии. - Сов. геол., 1958а, № 8, с. 37-53.
- Попов Ю.Н. Триасовая система. Северо-Восток СССР. - В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958б, т. 1, с. 392-398.
- Предтеченский А.А. Древнее поднятие Южной Сибири. - Геол. и геофиз., 1960, № 5, с. 3-13.
- Предтеченский А.А. Основные черты развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск: Наука, 1967. 159 с.
- Пучков В.Н. Происхождение рифтовых морей. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 52-68.
- Пушаровский Ю.М. Стратиграфия и тектоника хребта Сетте-Дабан (Южное Верхоянье). - Сов. геол., 1957, вып. 59, с. 43-66.
- Пушаровский Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. - В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 5. 236 с.
- Пушаровский Ю.М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. - Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 6, с. 3-25.
- Рабкин М.И. Геология и петрология Алданского кристаллического шита. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 164 с.
- Рабкин М.И. Докембрий Анабарского шита. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 69-76. (Международ. геол. конгресс, 21-я сес. Докл. сов. геологов. Проблема 9).
- Рабкин М.И., Вишневский А.Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского шита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 103-116.
- Работнов В.Т. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Олекмо-Токкинского междуречья. - Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 6, с. 1351-1354.
- Работнов В.Т. Стратиграфия верхнего докембрия Омолонского массива и Авского поднятия. - Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5, с. 1167-1170.

- Работнов В.Т. Стратиграфия верхнего докембрия Охотского массива. - Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 148-151.
- Радзвилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Алюйского хребта. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, вып. 17, с. 57-62.
- Радзвилл А.Я., Палымский Б.Ф. К стратиграфии палеозойских образований верховьев р.Большого Аноя. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 19, с. 289-293.
- Резанов И.А. О рифейских отложениях Охотского массива. - Докл. АН СССР. Сер. геол., 1959, т. 124, № 4, с. 865-877.
- Резанов И.А. О Колымской платформе на Северо-Востоке СССР. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11, с. 36-44.
- Реутов Л.М. О положении зверевской серии в разрезе архея Алданского щита. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 27-35.
- Реутов Л.М. Новый докембрийский трог в центральной части Алданского щита. - Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 6, с. 1411-1414.
- Решения 2-го Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1965 г.). Л., 1971. 107 с.
- Ржонсницкий А.Г. Маршрутные исследования в Вилюйском районе и восточной части Лено-Вилюйского водораздела. - Изв. Геол. ком., 1918, т. 37, № 1.
- Русаков И.М., Флерова З.Б., Бондаренко Н.С. Стратиграфия мезозойских отложений Алазейского плоскогорья. - Геол. и геофиз., 1977, № 8, с. 129-133.
- Савицкий В.Е. Материалы к стратиграфии северной и западной периферии Анабарской антеклизы. - Тр. НИИГА, 1963, т. 136, с. 3-19.
- Савицкий В.Е., Комар В.А. Анабарская антеклиза. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 283-291.
- Садовский А.И. Формации Нижне-Малоаннойской впадины и история ее развития. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1961, вып. 15, с. 28-35.
- Садовский А.И. История геологического развития и тектоническое строение Аноийского мегантиклинория. - Сов. геол., 1965, с. 59-73.
- Сакс В.Н., Басов В.А., Захаров В.А. и др. Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Хатангской впадины. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений севера Сибири. М.: Наука, 1965, с. 27-60.
- Сакс В.Н., Егорова И.С. Геологическое строение западной части Северо-Сибирской низменности. - В кн.: Геология советской Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 243-289.
- Салаткин В.Н. Стратиграфия протерозойских отложений Чоруода-Токкинского междуречья (западная часть Алданского щита). - В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1971, вып. 1, с. 17-21.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области (магматизм, тектоника, история геологического развития). М.: Недра, 1967. т. 2. 699 с.
- Салоп Л.И., Травин Л.В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита. - В кн.:

- Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974, с. 5-82. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 199).
- Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анхойского шовного прогиба (Западная Чукотка). - Геотектоника, 1970, № 5, с. 56-68.
- Сидяченко А.И., Каныгин А.В. К стратиграфии ордовикских отложений Омuleвских гор. - Геол. и геофиз., 1965, № 3, с. 151-156.
- Сизых В.И., Школьный Л.Д., Берлибме Д.Г. и др. Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, вып. 23, с. 29-34.
- Силантьев С.А. Метабазиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма дна Атлантического океана. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 52-60.
- Симаков К.В. Допермские отложения Омолонской глыбы. - Геол. и геофиз., 1967, № 12, с. 57-66.
- Симаков К.В., Шевченко В.М. Краткий очерк допермского развития Омолонской глыбы. - Геол. и геофиз., 1967, № 7, с. 86-93.
- Симаков К.В., Шевченко В.М. Кедонская серия: состав, строение, время и условия формирования. - В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 189-233.
- Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
- Скрипкина Г.Ф. Новые данные о возрасте верхних слоев курунгурияской свиты на кемпендяйской площади (Якутия). - В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск, 1971, с. 51-54.
- Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.
- Смирнов А.М. Докембрий Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976, 224 с.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. - Тр. Арктического ин-та, 1936, т. 43. 224 с.
- Соболев В.С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. - Геол. и геофиз., 1962, № 7, с. 8-15.
- Соботович Э.В., Шац М.М., Ловцюс А.В. Распространенность изотопов свинца в породах Алданского кристаллического щита и их радиологическая интерпретация. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 165-186.
- Созанский В.И. Геологические аспекты галогенеза. - В кн.: Проблемы неорганического происхождения нефти. Киев: Наукова думка, 1971, с. 151-172.
- Сперанская И.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 67-105.
- Спижарский Т.Н. Краткий очерк тектоники Сибирской платформы. - В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти В.А. Обручева. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 90-120.
- Спрингис К.Я. Тектоника Верхояно-Кольмской складчатой области. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1958. 377 с.

- Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых/Под ред. Ю.П. Ивенса, К.Б. Мокшанцева, Н.В. Черского. М.: Наука, 1969. 367 с.
- Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1 500 000 и объяснительная записка к ней/Под ред. Л.И. Красного. Л. Изд-во Мин-ва геол. РСФСР, 1973. 184 с.
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А. Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 95-100.
- Судовиков Н.Г., Неелов А.Н. Геология южного обрамления Алданского щита. М.: Недра, 1964, с. 67-119. (Междунар. геол. конгр. 22-я сес. докл. сов. геологов. Проблема: «Геология докембрия»).
- Сягаев Н.А. Геологическое строение восточной части Северо-Сибирской низменности (Лено-Анабарское междуречье). - В кн.: Геология советской Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 290-312.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000/Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Северной полярной области Земли. Объяснительная записка к Тектонической карте Северной полярной области Земли масштаба 1:5 000 000/Под ред. Б.Х. Егизарова. Л.: Аэрогеология, 1977. 200 с.
- Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 197 с.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000/Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГК, 1966.
- Тектоническое строение Якутской АССР/К.Б. Мокшанцев, Д.К. Горнштейн, Г.С. Гусев, Э.В. Деньгин, Г.И. Штех. М.: Наука, 1964. 239 с.
- Тильман С.М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья. Магадан, 1962. 192 с.
- Тильман С.М. Типы мезозойд севера Тихоокеанского кольца. - В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1967, с. 129-136.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд Северо-Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
- Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива. - Геотектоника, 1977, № 4, с. 6-17.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. - Тектоника Северо-Востока СССР. - Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 33, с. 1-79.
- Тильман С.М., Егоров Д.Ф. О структурных связях остаточных массивов Северо-Восточной Азии с мезозойскими складчатыми зонами. - Геол. и геофиз., 1964, № 9, с. 49-65.
- Тильман С.М., Шило Н.А., Мерзляков В.М. и др. Мезозойские складчатые зоны Северо-Востока СССР. - В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 61-71.
- Трибунский И.П. Третичные осадочные отложения Охотского района. - Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифици. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959, с. 411-412.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Мельникова Г.Л. О протерозойском возрасте алданского комплекса. - Геохимия, 1967, № 3, с. 284-289.

- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966. 387 с.
- Туезов И.К. Опыт использования промышленных взрывов для изучения строения земной коры в зоне перехода от Сибирской платформы к Таймырскому прогибу. - Геол. и геофиз., 1965, № 2, с. 123-127.
- Тучков И.И. Палеогеография Северо-Востока СССР в верхнетриасовое, юрское и нижнемеловое время. - Сов. геол., 1957, вып. 59, с. 67-87.
- Тучков И.И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских, нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 187 с.
- Угрюмов А.Н., Угрюмов Ар.Н., Энтин А.Р. Новые данные о структуре архея Алдано-Тимптонского междуречья. - Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 5, с. 1184-1187.
- Умитбаев Р.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива. - Учен. зап. НИИГА. Сер. палеонтол. и биостратигр., 1963, вып. 2, с. 5-15.
- Умитбаев Р.Б., Вельдяксов Ф.Ф. Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления. - В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, с. 79-98.
- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. - Сов. геол., 1959, № 3, с. 3-26.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблема вулканоплутонических формаций. - В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963а, с. 161-182.
- Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулканоплутонические формации. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963б, № 12, с. 3-30.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, 1968, № 4, с. 46-60.
- Фотиади Э.Э., Сурков В.С., Гришин М.К., Жеро О.Г. Региональные геофизические исследования строения земной коры Сибири. - Геол. и геофиз., 1978, № 1, с. 91-95.
- Фрадкин Г.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилуйской синеклизы. М.: Наука, 1967. 204 с.
- Фролова Н.В. О наиболее древних осадочных породах Земли. - Природа, 1950, № 9, с. 15-22.
- Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. - Тр. Иркутск. ун-та, 1951, вып. 2, № 5, с. 38-68.
- Фролова Н.В. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1, с. 15-28.
- Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. - Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5, с. 13-49.
- Фрумкин И.М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение ингрского комплекса архея Алданского щита. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 11-26.
- Фурдуй Р.С. Некоторые вопросы геологии и металлогении Приколымского поднятия. - Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5, с. 35-45.
- Фурдуй Р.С. О рифейских отложениях Омолонского массива. - Докл. АН СССР, 1970, т. 188, № 1, с. 191-193.

- Херасков Н.П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. - Пробл. сов. геол., 1935, № 4, с. 368-382.
- Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Чертовских Г.Н. Ульяновский прогиб. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, вып. 17, с. 27-39.
- Чесноков С.В. О структурных этажах Западного Прибайкалья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 121-136.
- Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 151 с.
- Чиков Б.М. Структура юго-восточного обрамления Омолонского срединного массива. - Геол. и геофиз., 1975, № 9, с. 131-135.
- Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 290 с.
- Шалашников К.К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным. - Геол. и геофиз., 1962, № 9, с. 100-105.
- Шарковский М.Б. Тектоника Колымо-Индибирского междуречья. - Геотектоника, 1975, № 6, с. 44-60.
- Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 3-4, с. 476-509.
- Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 4, с. 7-21.
- Шатский Н.С. О неокатастрофизме. Орогенические фазы и складчатость. М.: Наука, 1964, с. 574-596. (Избр. труды; Т. 2).
- Шевченко В.М. К вопросу о природе гнейсов Омолонского массива (на примере Абкитского интрузива). - Геол. и геофиз., 1967, № 7, с. 51-56.
- Шейнманн Ю.М. К истории Синийского щита. - Пробл. сов. геол., 1937, № 7, с. 552-564.
- Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Восточно-Азиатская система краевых вулканических поясов - особенности строения, магматизма и металлогении. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 24-31.
- Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Вулканогенные пояса в Восточной Азии: Проблемы тектоники, магматизма и металлогении. - Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 70-88.
- Шило Н.А., Вашилов Ю.Я., Зимников Т.Н., Мигович И.М. Новые данные о глубинном строении и природе Колымо-Индибирского междуречья (по геофизическим исследованиям). - Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 459-462.
- Шило Н.А., Мерзляков В.М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозойд Северо-Востока СССР. - Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 1202-1204.
- Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. и др. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная область - новый элемент мезозойд Северо-Востока СССР. - Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1174-1176.
- Шило Н.А., Умитбаев Р.Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов - древняя сейсмофокальная зона. - Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 158-165.
- Шихорина К.М. Вулканические образования Маймеча-Котуйской провинции. - В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л.: Недра, 1970, с. 5-14.

- Шишкин В.А. К вопросу о выходах кристаллического фундамента на территории Шаманихо-Столбовского района Приколымья. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Тез. докл. VII сес. Науч. сов. по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969, с. 163-165.
- Шишкин В.А. Новые данные по стратиграфии нижнего кембрия Приколымья (Северо-Востока СССР). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 8, с. 127-128.
- Шпетный А.П. Омолонский массив - структура каледонской консолидации. - В кн.: Мезозойский тектогенез: Тез. докл. VII сес. Науч. сов. по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969, с. 151-152.
- Шпетный А.П., Пепеляев Б.В. Главнейшие черты тектоники и истории развития Приколымского поднятия. - Там же, с. 160-163.
- Шпунт Б.Р. Стратиграфия и золотоносность протерозойских и вендских отложений северо-востока Сибирской платформы. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 175-187.
- Штех Г.И. Глубинное строение Иньяли-Дебинского мегасинклиория. - В сб.: Мезозойский тектогенез: Тез. докл. VII сес. науч. сов. по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1969, с. 59-60.
- Штилле Г. Избранные труды/Под ред. А.А.Богданова и В.Е.Хаина. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Шульгина В.С., Николаев В.Б., Шарковский М.Б. Схема стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Приколымья. - Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 6, с. 1434-1437.
- Шульдинер В.И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория. М.: Наука, 1969. 104 с.
- Шульдинер В.И. Архей на востоке Забайкалья. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 91-100.
- Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов. - Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 67-75.
- Шульдинер В.И., Недомолкин В.Ф. Кристаллический фундамент Эскимосского массива. - Сов. геол., 1976, № 10, с. 33-47.
- Шульдинер В.И., Озерский А.Ф. Геология нижнего докембрия Шилко-Олекминского междуречья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8, с. 102-113.
- Шеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.
- Шека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 134 с.
- Энгель А.Е.Дж., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана. - В кн.: Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968, с. 183-217.
- Энтин А.Р., Мокроусов В.А., Чекирда А.И. Геологическое строение архея Сутамского блока. - В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с. 36-52.
- Эрлих Э.Н. О строении кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Суханского прогиба. - Тр. НИИГА, 1961а, вып. 23, с. 23-32.
- Эрлих Э.Н. Новые данные по стратиграфии синийских отложений Уджинского поднятия и вопросы корреляции синийских отложений северо-востока Сибирской платформы. - Информ. бюл. НИИГА, 1961б, вып. 23, с. 15-22.
- Юдин С.С., Измайлов Л.И. Челомджа-Ямский глубинный разлом. - Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 5, с. 1191-1194.

- Яблоков К.В., Некрасов И.Я. О геологическом строении хребта Улахан-Сис. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 5, с. 58-65.
- Ян-Жин-Шин В.А. Новые данные по стратиграфии ордовика и силура хребта Сетте-Дабан. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960а, вып. 2, с. 81-84.
- Ян-Жин-Шин В.А. Стратиграфия девонских отложений северной части хребта Сетте-Дабан. - Там же, 1960б, вып. 3, с. 130-134.
- Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 46, № 5, с. 8-39.
- Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, p. 719-734.
- Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. - J. Geophys. Res., 1971, v. 14, p. 152-168.
- Kobayashi T. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. - Imp. Univ. Tokyo Fac. Sci. Journ., Ser. 2, 1941, v. 5, pt 7, p. 219-579.
- Le Pichon X. Sea floor spreading and continental drift. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 3661-3697.
- Sugimura A., Uyeda S. Island arcs. Japan and its environs. - Elsevier Sci., Publ. Co, Amsterdam, 1973, p. 1-247.

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	7
О необратимом развитии и процессах деструкции земной коры . . . . .	7
Постановка задачи и ее методы решения . . . . .	13
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА . . . . .	21
Общие замечания . . . . .	21
Анабарский щит и прилегающие районы . . . . .	23
Анабарский щит . . . . .	23
Обрамление Анабарского щита и проблема пределов глубинного распространения его структуры . . . . .	30
Алданский щит . . . . .	39
Геологическая позиция и границы . . . . .	39
Алданский кристаллический комплекс . . . . .	41
Чульманская серия и ее аналоги . . . . .	49
Последовательность и возраст процессов магматизма и метаморфизма . . . . .	51
Дорифейская история Алданского щита . . . . .	55
Послерифейская история Алданского щита . . . . .	60
Становой пояс . . . . .	62
Понятие о Становом поясе и становом комплексе метаморфических пород	62
Маймаканская зона . . . . .	67
Восточная часть Станового хребта и хребет Джугджур . . . . .	71
Брянтинская зона . . . . .	74
Центральная часть Станового пояса . . . . .	75
Западная часть Станового пояса . . . . .	84
О докембрийском интрузивном магматизме главного ствола Станового пояса	85
Олекминская ветвь Станового пояса . . . . .	90
Вводные замечания . . . . .	90
Олекминская зона . . . . .	92
Чарская зона . . . . .	98
Патомо-Витимская складчатая область . . . . .	107
Вводные замечания . . . . .	107
Муйская геоантиклинальная дуга . . . . .	110
Баргузино-Витимский синклиниорий (Верхневитимская зона) . . . . .	119
Чуйская геоантиклинальная дуга . . . . .	121
Бодайбинский синклиниорий . . . . .	123
Приленская зона краевых прогибов . . . . .	125
О докембрийской истории Саяно-Алданской области . . . . .	127
О последокембрийской истории восточной части Саяно-Алданской области	131
Тунгусская и Вилюйская синеклизы . . . . .	134
Проблема фундамента . . . . .	134
Древнее Якутское море . . . . .	140
Деградация Якутского моря в среднем палеозое и последующая история синеклиз . . . . .	144
Хатангский прогиб . . . . .	149
О трапповом магматизме Сибирской платформы . . . . .	152
Что же такое Сибирская платформа? . . . . .	159
ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРАНА . . . . .	161

Общие замечания . . . . .	161
Верхоянский мегантиклинорий . . . . .	163
Юдомо-Майская миогеосинклинальная зона . . . . .	163
Северная часть Юдомо-Майской миогеосинклинали и Сетте-Дабан . . . . .	171
Центральная часть мегантиклинория . . . . .	176
Северная часть мегантиклинория . . . . .	178
Кряж Чекановского и кряж Пронищева . . . . .	179
Особенности развития Верхоянской островной дуги . . . . .	179
Яно-Индигирский мегасинклинорий . . . . .	180
Общие замечания . . . . .	180
Охотский массив . . . . .	181
Главное поле мегасинклинория . . . . .	193
Северные ветви мегасинклинория . . . . .	195
Иньяли-Дебинский синклинорий . . . . .	196
Юго-западная ветвь мегасинклинория . . . . .	197
Юго-восточная ветвь мегасинклинория . . . . .	199
О геологической природе Яно-Индигирского мегасинклинория . . . . .	199
Момо-Полуусная складчатая дуга . . . . .	201
Полуусный антиклинорий . . . . .	202
Тасхаяхтасский и Омудевский антиклинории . . . . .	205
Момо-Зырянская зона . . . . .	207
Индигиро-Колымская впадина и Алазейское плато . . . . .	208
Приколымский массив . . . . .	211
Омолонский массив и прилегающие районы . . . . .	217
Приомолонский прогиб и Сугойская зона . . . . .	217
Омолонский массив . . . . .	217
Гижигинский прогиб . . . . .	226
Полуостров Тайгонос . . . . .	227
Березовская и Еропольская зоны . . . . .	235
Олойская зона . . . . .	239
Анюйская зона . . . . .	246
Восточно-Чукотский массив . . . . .	250
Чаунская складчатая зона . . . . .	257
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс . . . . .	260
Удско-Ульинское звено . . . . .	266
Охотское звено . . . . .	269
Чукотское звено . . . . .	274
ВЫВОДЫ . . . . .	278
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	283

1

3 р. 60 к.

3554