
**РИФЕИДЫ ЮГА СИБИРИ
И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ
ИХ ПЕГМАТИТОВ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

*А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов, В. В. Булдаков,
Л. Н. Леонтьев, И. Б. Недумов, К. Л. Волочкович*

РИФЕИДЫ ЮГА СИБИРИ
И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ
ИХ ПЕГМАТИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1967

В работе рассмотрены строение и развитие впервые выделяемого автотектоно-магматическим циклом, с которым связаны пегматиты. В книге отмечено, что их распределение контролируется различным положением блоков догеосинклинального цоколя, отражающимся в соответственных структурах более высокого структурного этажа. В девоне рифейды оказываются в области тектонической реактивизации, охватившей весь юг Сибири, в связи с чем возникает негеосинклинальный гранитоидный магматизм с щелочной ветвью дифференциации.

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук Л. Н. ЛЕОНТЬЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник объединяет две работы: «Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов» и «Тектоническое положение редкометалльных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области». Обе работы связаны общей задачей рассмотрения факторов регионального тектонического контроля в размещении редкометалльной минерализации и разных ее типов на конкретных примерах двух достаточно различных по возрасту, истории развития и строению складчатых систем.

Термин «рифейды» пока еще не вполне привычен. В данном случае под рифеидами юга Сибири подразумевается южное складчатое обрамление Сибирской платформы — Восточный Саян, Хамар-Дабан и Сангиленское нагорье. Ранее эти региональные структуры включались в «байкалиды», т. е. относились к горным сооружениям, в которых, как это считалось, наряду с позднедокембрийской складчатостью (и магматизмом) проявилась и нижнепалеозойская. Однако многолетние исследования авторов первой работы (главным образом А. Д. Смирнова) однозначно показали, что в составе так называемых байкалид, по крайней мере, на данном их секторе отчетливо обособляется крупнейшая региональная структура, полностью закончившая свое геосинклинальное развитие в верхах докембрия (заключительный тектоно-магматический цикл и далее предкембрийское генеральное несогласие). Таким образом, пришлось говорить не о предполагавшихся здесь обобщенных «байкалидах» (складчатых сооружениях, возникших как результат предкембрийского и нижнепалеозойского тектоно-магматических циклов), а о существующих территориально раздельно «рифейдах», на которые на юге с региональным несогласием наложился салаириды и далее собственно каледониды. В отличие от рифейд салаириды и каледониды характеризуются сильно редуцированным по сравнению с нормальным геосинклинальным циклом развития (по времени, в смысле набора формаций и циклов магматизма), а также обедненной металлогенией, в том числе и редкометалльной.

Новая трактовка истории развития региона и тектонических соотношений в нем, естественно, потребовала соответственного обоснования, заметно увеличившего объем общегеологической части (в том числе стратиграфической и формационной) первой работы сборника. Выводом из этой части, представляющей вполне самостоятельный интерес как крупное регионально-геологическое исследование, оказались три основных положения.

1. В результате наложения салаирид на рифейды последние на рассматриваемом секторе ныне выступают в виде двух «остаточных» ветвей — северо-западной (Восточно-Саянской) и юго-восточной (Хамар-Дабан-Сангиленской).

2. Протерозойско-рифейская геосинклиналь, развитие которой создало рифейды на большей части своей площади, характеризуется очень

мощным, слагаемым тремя формационными комплексами разрезом; практическим отсутствием в нем сколь-либо существенных, имеющих региональное значение несогласий; и только одним заключительным (при этом большой длительности) тектоно-магматическим циклом. Последний представлен двумя интрузивными комплексами: ранним базитовым-ультрабазитовым и более поздним и широко развитым гранитоидным.

Развитие рифейской геосинклинали было весьма своеобразным, с отсутствием этапов, характерных для более поздних геосинклиналей.

3. Вкрест простирания рифейского пояса обособляются две зоны — внутренняя, в которой геосинклинальный режим начался с низов протерозоя (зона рифейского полного цикла с непрерывным разрезом в виде трех упомянутых геосинклинальных формаций), и внешняя, включившаяся в геосинклинальное развитие лишь с середины рифея на тектонически активизировавшейся тогда окраине Сибирской платформы (зона рифейского неполного цикла с присутствием одной только верхней формации — сийского «комплекса зеленых сланцев»).

Гранитоидный интрузивный комплекс единственного, что следует особенно подчеркнуть, магматического цикла проявился в обеих зонах и практически одновозрастен в них. Однако тектонические особенности второй зоны — ее «геоантиклинальный» в целом характер в общей системе рифейской геосинклинали — привели в ней к несколько усложненной схеме дифференциации, а отсюда и к заметному своеобразию ее металлогении.

Для рифейских геосинклиналей (не касаясь разбираемых в работе более частных признаков) один наиболее общий региональный признак — исключительная приуроченность редкометальной минерализации, в данном случае рифейских редкометальных пегматитов, к геоантиклинальным (по типу их развития) структурам. Прежде всего это относится к вовлечению с середины рифея в геосинклинальное погружение окраины Сибирской платформы — крупнейшей геоантиклинальной зоне в масштабе рифейской системы в целом. Принципиально то же наблюдается и внутри рифейского полного геосинклинального цикла — перспективными в них выборочно оказываются лишь структуры с сокращенным разрезом (редуцированным по мощностям или с выпадением отдельных членов разреза); они отвечают относительно приподнятым блокам фундамента с преобладавшими тенденциями к воздыманию, т. е. являются геоантиклиналями по своему режиму, хорошо устанавливаемому формационным анализом. К ним следует отнести Сангилен — крупную (при ее общем геоантиклинальном характере) и довольно сложно дифференцированную структуру, а также ряд более мелких и более в этом смысле однородных структур.

Избирательное тяготение редкометальной минерализации к структурам геоантиклинального развития, очевидно, приходится связывать с некоторыми особенностями проявления в них гранитоидного магматизма. Продукты его представлены в этих структурах постскладчатые, обычно дискордантными и, как правило, многофазными телами небольших размеров; дифференционный ряд здесь гораздо полнее, с развитием конечных дериватов, которых не наблюдаемых вне геоантиклинальных структур — в интрузиях (хотя бы и синхроничных) более или менее батолитового типа; заметное значение приобретают метасоматические процессы и т. д.

Короче говоря, именно в данных структурах осуществляется наибольшая полнота идущей на относительно малых глубинах дифференциации, что и обуславливает в конечном итоге концентрацию редких компонентов. В более общем смысле в этом, по-видимому, следует видеть выражение определенной зависимости региональной петрографической зо-

нальности проявлений магматизма (а через нее и металлогенической зональности) от типа развития структур глубокого заложения. Достаточное подтверждение реального существования такой зональности дает вторая работа сборника по палеозойской Алтае-Зайсанской складчатой области.

По этой весьма сложно построенной складчатой области в целом и по отдельным ее элементам имеется очень большая литература, поэтому ее общая характеристика была бы в предисловии совершенно излишней. В ее пределах данная работа рассматривает территорию, охватывающую районы Горного и Монгольского Алтая, Калбы, Западного Тарбагатая и восточных отрогов хр. Чингиз, акцентируя внимание на регионально-тектоническом контроле в размещении редкометальной минерализации.

Почти все исследователи Алтае-Зайсанского региона отмечали в нем отчетливо выраженную региональную поясовую металлогеническую (в том числе и редкометальную) зональность. Это, естественно, делает регион исключительно благоприятным объектом для попытки показать на нем геологические факторы, определяющие такую зональность, в частности и для редкометальной минерализации. Нельзя, однако, признать, что в отношении последней здесь был достигнут сколь-либо существенный успех, так как представления по данному вопросу были и остались противоречивыми и взаимно исключаящими — одни авторы считали благоприятными для локализации редкометальной минерализации области поднятий, другие, наоборот, наиболее погруженные осевые части синклиналильных прогибов, а некоторые — области краевых прогибов.

Причину такого положения, вероятно, приходится искать в самой методике проводившихся металлогенических работ, в подавляющем их большинстве выполнявшихся в соответствии с известной концепцией Ю. А. Билибина о генетической связи разновозрастных металлогенических провинций с определенными этапами развития геосинклиналей. В своей основе эта концепция (которую Ю. А. Билибин только успел наметить в целом, а его последователи далее почти не развили и совершенно не конкретизировали) несомненно справедлива. Одновременно, однако, она и явно недостаточна для практических целей и прежде всего для целей конкретного прогноза. В обобщенных понятиях «зоны начального, среднего или позднего этапов развития» прежде всего исчезает всегда имеющаяся геологическая гетерогенность каждой из этих зон; затушевываются отдельные реальные структуры, в том числе и крупные, вплоть до региональных; остается неясным тип их развития — геосинклиальный или геоантиклиальный (что может быть установлено лишь путем формационного анализа, вскрывающего структуры как историко-геологические категории, определяющие в конечном итоге региональную петрографическую зональность); выпадают из рассмотрения всегда достаточно широко представленные структуры «сквозного» развития от одного этапа к другому, так как подразумеваются резкие грани между этапами, в пределах которых полностью завершается формирование зоны того или иного этапа, и т. д.

Впрочем, данная методика в том виде, как она ныне применяется (и не только в Алтае-Зайсанской области), оперирует лишь достаточно абстрагированной категорией — «зонами этапов геосинклиального развития» — и поэтому по существу даже не требует освещения всех этих вопросов.

Работа К. Л. Волочковича опирается на длительно проводившееся им региональное изучение Алтае-Зайсанской области с последовательным применением формационного анализа, т. е. с выделением комплексов (рядов) геосинклиальных, орогенных геоантиклиальных и орогенных эпигеосинклиальных формаций, понимаемых в соответствии с классификацией Н. П. Хераскова. По этим признакам удалось оконтурить региональные структуры геоантиклиального характера и, кроме того, по

особенностям их геосинклинальных формаций выделить среди них несколько различных по режиму развития типов: относительно стабильные «терригенные» геосинклинали (Талицко-Монголо-Алтайское и Прииртышское поднятия), более мобильные «терригенно-вулканогенные» (Аркалыкское поднятие) и, наконец, высокоподвижные «вулканогенные» (Ащису-Тарбагатайское «обращенное» поднятие).

Региональные редкометалльные зоны, как это убедительно показано в работе, закономерно приурочены только к региональным же геосинклинальным поднятиям первого и второго из перечисленных типов — Талицко-Монголо-Алтайская зона связана с одноименным поднятием, Калба-Нарымская — с Прииртышским, Дагилен-Ленинжольская — с Аркалыкским. Та же закономерность распространяется и на более мелкие редкометалльные зоны, совпадающие с геосинклинальными структурами второго порядка внутри геосинклинальных прогибов (Белокурухинская зона в Ануйско-Цаганурском мегасинклинальном прогибе и, по-видимому, менее перспективная Сайканская зона в Зайсанском эвгеосинклинальном прогибе).

Наиболее перспективными в целом оказываются стабильные «терригенные» геосинклинали (особенно наиболее молодая из них — Прииртышская), к которым избирательно тяготеет позднегерцинский орогенный эпигеосинклинальный комплекс высококислых (71—73% SiO_2) калиевых гранитов. На этом общем фоне повышено перспективными являются участки, испытавшие тектоническую «реактивизацию», предшествовавшую орогенному эпигеосинклинальному магматизму, наиболее полно развивающемуся именно на этих участках. Проявление редкометальной минерализации реализуется на «терригенных» геосинклиналях в форме пегматитов и гидротермалитов.

Достаточно перспективен и «терригенно-вулканогенный» тип геосинклиналей, причем также преимущественно на участках их реактивизации. Минерализация связана в них с позднегерцинским комплексом щелочных рибекитовых, амазонитовых и альбитизированных гранитов, по-видимому, производных той же рудоносной формации калиевых гранитов. Форма проявления минерализации здесь, однако, другая — рассеянная минерализация в гранитоидах; пегматиты полностью отсутствуют.

Всю остальную территорию области — геосинклинальные прогибы (кроме упоминавшихся двух геосинклинальных структур внутри них), а также «вулканогенные обращенные» геосинклинали — приходится считать в редкометальном отношении бесперспективными.

В целом, в работе удалось показать картину пространственного распределения редкометальной минерализации и его закономерную связь с вполне определенным типом региональных структур, вполне определенного характера развития. Отчасти этому способствовала сильная тектоническая дифференцированность области (а отсюда наличие большого сравнительного материала), но главным образом, вероятно, эффективная методика исследований (формационный метод) и соответственный анализ их результатов.

Одним из важных теоретических и практических выводов данной работы является установление заметной роли тектонической реактивизации в распределении редкометального оруденения. В Алтае-Зайсанской области речь шла о реактивизации орогенной эпигеосинклинальной, но следует отметить, что и в рифеидах имела место реактивизация, но постгеосинклинальная, девонская, резко оторванная по времени от геосинклинального процесса. Металлогенический эффект ее оказался тем не менее очень близким — вдоль наиболее реактивизированной в девоне зоны региональных разрывов по контакту салаирид и рифеид на последние наложился пояс (Казыр-Каахемская дуга), насыщенный девонскими гранитоидами, в том числе щелочными, альбитизированными и т. д., не-

сущими рассеянную редкометальную минерализацию. Тектонической реактивизации как фактору редкометальной металлогении почти не придавалось никакого значения, но очевидно, что это явление заслуживает в данном смысле самого пристального изучения.

В сборнике рассмотрены особенности развития, строения и распределения редкометальной минерализации двух весьма различных складчатых систем — древней, с необычным одноэтапным, по существу геосинклинальным циклом и более молодой, вполне отвечающей представлениям об обычном геосинклинальном процессе. Примечательно, однако, что закономерности размещения редкометальной минерализации при всех этих различиях оказались принципиально близкими. Вероятно, они имеют какой-то более общий характер, мало зависящий от провинциальных особенностей. Сборник прежде всего представляет определенный региональный интерес, характеризуя в смысле редкометальной специфики две крупные складчатые области. Одновременно он имеет и методическое значение, поскольку он намечает пути, по которым следовало бы вести исследования для целей регионального прогнозирования.

Л. Леонтьев

А. Д. СМИРНОВ, Е. Н. АЛТУХОВ, В. В. БУЛДАКОВ,
Л. Н. ЛЕОНТЬЕВ, И. Б. НЕДУМОВ

РИФЕИДЫ ЮГА СИБИРИ

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние исследования авторов позволили выделить непосредственно к югу от Сибирской платформы крупнейшую региональную единицу первого порядка — рифейский подвижный пояс, закончивший свое развитие в верхах синия. В современной тектонической структуре он оказался частично перекрытым наложенными на него салаиридами и затем каледонидами, но все же и сейчас в виде двух протяженных ветвей выступает вдоль обрамления платформы.

Настоящая работа распадается на четыре части, первая из которых (авторы — А. Д. Смирнов, Л. Н. Леонтьев, Е. Н. Алтухов) посвящена детальной характеристике (стратиграфия, тектоника, магматизм) одного из элементов юго-западной ветви рифеид — нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве. Вторая часть (А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов, В. В. Булдаков) рассматривает в том же плане второй элемент этой ветви — хребет Западный Хамар-Дабан. Третья часть (А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов, В. В. Булдаков) представляет собою краткую региональную сводку по рифеидам в целом — по их обеим ветвям, обобщающую основные положения в смысле их строения, истории развития и магматизма, а также их соотношения с салаиридами и каледонидами. В этом разделе охарактеризованы главнейшие структуры рифеид, однако, без детального их описания, поскольку таковое рассматривается для юго-западной ветви в предыдущих главах настоящей работы, а для северо-западной (Восточно-Саянской) ветви уже давалось в более ранних публикациях авторов (Смирнов, Булдаков, 1962; Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963). Наконец, в четвертой части (И. Б. Недумов) разобраны некоторые вопросы истории формирования структур рассматриваемой территории; влияние различных геологических факторов на развитие гранитного магматизма и его производных; определены структурные позиции факторы контроля распределения рифейских пегматитов разных типов (редкометалльных, слюдяных и керамических).

САНГИЛЕН

Изучение Сангиленского нагорья началось лишь с 1944 г., т. е. со времени вхождения Тувы в состав Советского Союза. На геологической карте белое до этого пятно Сангилена впервые (1945—1947 гг.) закрыли А. П. Божинский и А. И. Левенко, наметившие основу стратиграфической последовательности разреза нагорья, сохранившуюся в общем виде до наших дней. Не следует, однако, думать, что при дальнейших более детальных исследованиях Сангилена (отдельные тематические работы, составление изданной в 1951 г. миллионной карты Тувы и затем двухсот-тысячных листов района Сангилена) не возникали резко противополож-

ные представления по ряду основных положений: в смысле непрерывности или существования перерывов в разрезе нагорья, по характеру его структуры (антиклинорной или синклинорной в целом) и, наконец, по возрасту гранитоидной интрузии Сангилена, принимавшемуся либо кембрийским (иногда и послекембрийским), либо докембрийским. То или иное понимание этих вопросов — особенно первого и последнего — естественно влекло за собою и принципиально различные трактовки фундаментальной в конечном итоге проблемы о времени оформления и консолидации Сангилена как региональной структуры, а тем самым и о датировке соответственно тектоно-денудационного цикла и его магматизма. Отсюда возникает необходимость хотя бы кратко напомнить историю развития имевшихся ранее представлений.

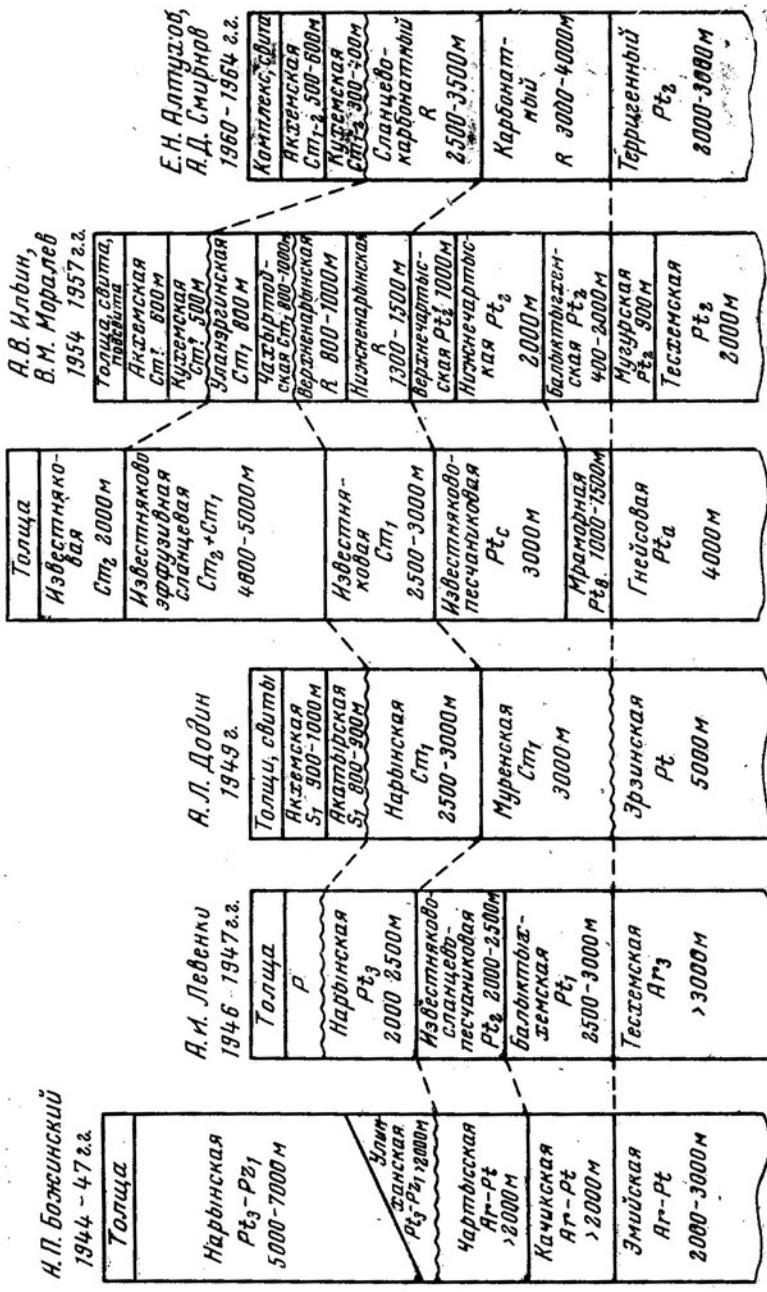
Разногласия по вопросу внутреннего строения разреза Сангилена (фиг. 1) наметились еще со времен его первых исследователей. А. И. Левенко (1949, 1950) считал весь разрез непрерывным, относя его нижнюю, гнейсовую часть по традиции тех лет к архею, а более верхние члены к протерозою, тогда как А. П. Божинский перевел в кембрий свою верхнюю нарынскую свиту, залегающую, по его мнению, с несогласием и размывом на докембрийской чартысской свите. При этом оба исследователя правильно подметили характерное для Сангилена трехчленное строение разреза.

На миллионной карте Тувы 1951 г. (А. Л. Додин, В. В. Архангельская, А. Г. Кац и др.) была сохранена прежняя последовательность разреза, но стратиграфически он стал толковаться иначе, исходя из выведенного по косвенным данным (впоследствии не подтвердившимся) несогласия между нижним гнейсовым и карбонатным (балытгыгхемская свита) членами разреза; первый из них был оставлен в докембрии, а остальной разрез целиком перенесен в кембрий. Несколько позже Л. Н. Леонтьев (1956) снова настаивал на непрерывности всего разреза, датированного им почему-то как «эокембрий», причем в отличие от авторов миллионной карты обоснованно отрицал какое-либо стратиграфическое значение так называемых «белых» и «серых» мраморов. Двухсоттысячные съемки Сангилена в период 1952—1958 гг. в общем подтвердили и лишь несколько детализировали схему А. И. Левенко. На востоке нагорья в кембрий были перемещены выделенные с новыми названиями из нарынской свиты чахыртойская терригенно-эффузивная и уланэргинская карбонатные свиты. Основанием для подобной датировки явилось несогласное якобы залегание их на различных горизонтах докембрия, а также косвенный признак — прорывание чахыртойской свиты гипербазитами. Последние были параллелизованы с актовракским комплексом Западной и Северной Тувы, вмещающим для которого является кембрий, что, по мнению А. В. Ильина, свидетельствовало о кембрийском возрасте и чахыртойской свиты.

Первые высказывания в отношении внутренней структуры Сангиленского нагорья принадлежат еще А. П. Божинскому, правильно предугадавшему существование в его северной полосе выпуклой антиклинальной дуги и синклинальной зоны в средней полосе. Однако на миллионной карте Тувы Сангилен в целом был показан как антиклинорий, и лишь двухсоттысячные съемки установили его структуру в виде крупного широтного синклинория.

Наиболее сложный и длительный характер носили разногласия по вопросу возраста гранитоидной интрузии Сангилена, представленной многочисленными разновеликими (от инъекций до массивов) телами при резком преобладании собственно гранитов — биотитовых, двуслюдяных (реже мусковитовых и биотит-амфиболовых), микроклиновых (реже плагиоклазовых) и, наконец, аляскитовых; по своему строению эти серые, розовые или красные граниты варьируют от мелкозернистых до широко

В. В. Архангельская,
А. Г. Коц, Г. Б. Дельзэ,
Реб, Я. Д. Шенкман.
1951 г.



Фиг. 1. Схема стратигра-
фического расчленения
отложенный нагорья Сан-
гилен по данным различ-
ных авторов

распространенных крупнозернистых и порфировидных. С гранитами часто связаны пегматиты — слюдяные и редкометалльные.

В развитии взглядов на возраст этой интрузии своего рода «гипно-тизирующее» влияние оказала работа В. А. Кузнецова и В. Г. Пинуса (1949), выделивших на Восточной Танну-Оле гранитоидный (точнее, плагиогранитовый) таннуольский комплекс салаирского возраста. Примечательно, однако, что один из его авторов (Кузнецов, 1946) лично изучал на западе Сангилен Эрзинский массив пегматитоносных гранитов и отнес его к докембрию (к «Эрзинскому комплексу»), т. е. никак не параллелизовал его с таннуольским комплексом. Не делал он этого и в дальнейшем (Кузнецов, 1952, 1954), а даже прямо характеризовал Сангилен как срединный массив, противостоявший салаирской геосинклинали уже в начале палеозоя, иначе говоря, как типично рифейский. И тем не менее через всю историю изучения гранитоидного магматизма Сангиленой красной нитью проходит стремление так или иначе доказать именно его таннуольский возраст. Последнее естественно преломлялось в соответственное истолкование возраста консолидации Сангиленского нагорья, по существу стирая различие между ним и палеозойскими (салаирскими, каледонскими) геосинклинальными зонами Тувы.

По А. И. Левенко, структурный план Сангиленой оформился в единый протерозойский цикл и к началу палеозоя он превратился в жесткий массив, испытывавший далее постоянную тенденцию к воздыманию. В связи с этим определенная роль отводилась протерозойскому магматизму; к нему были отнесены тесно связанные со складчатостью тела габбрового и габбро-диоритового состава, а также мелкозернистые биотитовые граниты, но крупнозернистые порфировидные граниты были приняты как послекембрийские. По А. П. Божинскому, структура нагорья явилась суммарным результатом альгонского (рифейского), салаирского и каледонского циклов, в основном оформившись, однако, в последний цикл, когда на границе ордовика и силура ликвидировался геосинклинальный режим и возникла жесткая Сангиленская глыба. Отсюда большинство интрузий считалось каледонскими, хотя в принципе допускалось существование и альгонских. О взглядах В. А. Кузнецова, пришедшего к выводу, что пегматитоносные граниты Сангиленой, известные нигде в палеозое Тувы, могут быть только докембрийскими, выше уже говорилось. Однако на миллионной карте в соответствии с общей трактовкой на ней Сангиленой как каледонской (причем, досилурийской) структуры магматические породы Сангиленой были сравнены по составу с интрузиями палеозойских геосинклинальных зон Тувы и разбиты на кембрийские, ордовикские и девонские. К докембрию были отнесены лишь четыре мелких тела в низовьях Мурена, по аналогии с гранитами Чонгемского комплекса Западной Тувы, считавшегося тогда докембрийским. Правда, в отличие от карты в объяснительной записке к ней говорилось о широком развитии на западе нагорья докембрийских пегматитоносных гранитов.

Примерно в эти же годы выявилось существование в Восточной Туве несомненно девонских гранитов (Бреньский массив и пр.), и Л. Н. Леонтьев (1956) попытался систематически рассмотреть особенности гранитоидов Сангиленой (с акцентом на свойственную им редкометалльность) в сравнении с «таннуольскими». Из этого рассмотрения было сделано два основных вывода. Во-первых, что первоначальное понятие о таннуольском комплексе, действительно салаирском на Восточной Туве, было затем без всяких оснований распространено на сходную гранитовую же, но таконскую формацию Северной Тувы (южный склон Западного Саяна). Во-вторых, что подавляющая часть гранитоидов Сангиленой настолько отлична от «таннуольских», что требует выделения в совершенно самостоятельный комплекс. Ныне достаточно очевидна справед-

ливость обоих этих выводов, но одновременно никак нельзя согласиться с тем, что Л. Н. Леонтьев, исходя из петрологического сходства с Бренским массивом и другими, предложил датировать все сангиленские интрузии девоном. Девоонские интрузии имеются на Сангилене, хотя и в подчиненном значении, и обладают рядом петрографически сходных с рифейскими черт (в том числе и по редкометальной специализации, несколько иначе выраженной, по сравнению с рифейскими), но тектоническое положение их принципиально различное. Рифейский магматизм знаменует собою окончание геосинклинального развития Сангилена, тогда как девоонский отвечает далеко оторванной по времени эпохе пост-геосинклинальной тектонической реактивизации, широко проявленной по всему югу Сибири; соответственно с этим, рифейские интрузии в основном синскладчаты, а девоонские — типично трещинные. Девоонская датировка всех сангиленских гранитоидов логически привела к крайне искусственной схеме тектонического развития структуры Сангилена, вызвавшей справедливую критику (Благонравов и др., 1957). Впрочем, попытки обосновать с разных позиций более молодой, чем «таннуольский», возраст всех интрузий нагорья продолжались и позднее. В. В. Архангельская предложила последевонский возраст, Я. Д. Шенкман — силурийский, вскоре, однако, отказавшись от него (Шенкман, 1961) в пользу рифейского.

А. В. Ильин условно относил к докембрию лишь несколько мелких тел гранитов западной и южной частей нагорья, а также пегматиты в самой нижней тесхемской свите и практически некартируемые послонные тела и тонкие инъекции, метаморфизирующие первично терригенные отложения до гнейсов. Подавляющая же масса гранитов, исключая небольшое число девоонских, оказалась объединенной в том же «таннуольском комплексе». Попытка выделить в нем две фазы с отнесением в последнюю более кислых разностей не привела к существенным результатам и от нее пришлось отказаться, признав, что на Сангилене «таннуольский» комплекс крайне разнообразен по составу. В нем встречаются породы от габбро до резко преобладающих гранитов кислого состава, в том числе и порфиоровидных. Характеристика «таннуольского» комплекса на Сангилене оказалась тем самым крайне расплывчатой и весьма далекой от четко выраженного плагиогранитового «стратотипа» на Восточном Танну-Оле.

Признание салаирской гранитной интрузии на Сангилене, как и уже упоминавшееся постулирование кембрийского возраста его гипербазитов (что заставляло считать кембрийскими и несомненно геосинклинальными по характеру хахыртуйскую и уланэргинскую свиты) в совокупности как-будто давало все признаки геосинклинального развития Сангилена в кембрии. Отсюда логично вытекали и выводы авторов листов о существовании в области нагорья сложно развивавшейся геосинклинали, закончившей цикл своего развития перед ордовиком. При этом признавались и байкальские, предкембрийские движения, сопровождавшиеся, однако, слабым магматизмом, и решающие салаирские; последние, по мнению упоминавшихся исследователей, окончательно оформили структуру Сангилена, спаяв ее в жесткую массу несравненно более развитыми интрузиями актовракского и таннуольского комплексов. Таким образом, на Сангилене не проводилось раздела между рифеидами и предполагавшимися там салаиридами. Тем самым по существу почти стиралось различие между Сангиленом и палеозойскими геосинклинальными зонами Тувы.

Наши исследования на Сангилене, а также региональные сопоставления с изучавшимися нами Восточным Саяном, Хамар-Добаном и Каахемской зоной Тувы, ровно как данные В. А. Амантова по монгольскому продолжению Сангилена, приводят в этом отношении к существенно иным выводам.

Стратиграфия

Проведенные нами в нагорье Сангилен исследования и упоминавшиеся выше региональные сопоставления заставляют целиком присоединиться к выводам А. И. Левенко о докембрийском возрасте и согласных соотношениях (без перерывов и несогласий) всех метаморфических свит нагорья, в том числе и двух верхних — чахыртойской и уланэргинской, отнесенных А. В. Ильиным и В. М. Моралевым к кембрию по сумме косвенных данных. К нижнему кембрию, уже на окраинах собственно Сангилена, мы относим только кухемскую и акхемскую свиты.

Докембрий. В первом приближении разрез делится на три комплекса: 1) нижний терригенный, 2) средний карбонатный и 3) верхний сланцево-карбонатный, наиболее пестрый и литологически изменчивый. Все комплексы залегают согласно один на другом, образуя единый, характерный для всего Сангиленского нагорья разрез. Каждый комплекс, выдержанный в целом на всей площади, обнаруживает внутри себя те или иные изменения, связанные с первичными вариациями литологического состава пород, а также и с неравномерностью метаморфизма.

Терригенный комплекс. Отложения комплекса развиты разновеликими полями по южному, западному и северо-западному краям нагорья, маркируя воздымание нижних частей крыльев Сангиленского синклиория и его западное центроклинальное замыкание с переходом в смежные антиклинорные структуры правобережной части р. Тесхем. В восточной части нагорья (левобережье р. Тайрисин-гол) более мелкие поля комплекса также маркируют неполное восточное центриклинальное замыкание синклиория. За пределами Сангиленского синклиория терригенный комплекс широко распространен к югу, на территории Монголии, а местами и к северу, в Каахемской структурно-фациальной зоне. Здесь он еще плохо изучен и не всегда имеется уверенность в принадлежности к нему того или иного поля выходов. Собственно внутри синклиория, среди полей распространения более молодого карбонатного комплекса, терригенный комплекс в современном срезе не обнаруживается.

Таким образом, и геологически и территориально терригенный комплекс всюду определенно отделяется от карбонатного, маркируя смежные антиклинории того же порядка — южный, северный и соединяющий их Тесхемский. В силу своего литологического однообразия отложения комплекса в большинстве мест не делятся на более мелкие стратиграфические элементы.

Степень метаморфизма пород комплекса неодинакова — в восточной части южного крыла синклиория, между реками Качик и Дзос, они менее метаморфизованы. В этом районе установлено наличие трех горизонтов: а) метаморфизованных песчаников, состоящих преимущественно из зерен кварца и полевого шпата размером 0,1—0,5 мм. Зерна обычно плотно соприкасаются, цемент изменен до степени, исключающей возможности его определения; б) филлитовые сланцы в многократном, часто тонком чередовании с песчаниками; в) метаморфизованные алевролиты, состоящие из мелких обломочных зерен кварца, цементированных глинистым материалом с примесью хлорита. Мощность комплекса приблизительно оценивается в 1—2 км. Сложность дислокаций и неполнота разреза не позволяют установить ее точнее.

Заднее р. Качик в комплексе появляются мелкие и тонкие пластовые тела гранитоидов и слюдяных пегматитов, которые, количественно все более увеличиваясь, приводят к развитию зон инъекций лучше всего вскрытых в бассейне р. Ара-булак. Параллельно усиливается и метаморфизм до появления сначала мелкокристаллических, а затем и более

крупнокристаллических кварцево-сланцевых сланцев, кварцитов и пород, близких к гнейсам. В участках развития зон инъекций пегматитовых жил и гранитов обычно наблюдается фельдшпатизация, гранатизация, мусковитизация, турмалинизация и окварцевание. В результате первично осадочные терригенные породы изменяются до инъекционных гнейсов плагиоклазовых с карбонатом и слюдой, гранат-биотитовых, биотит-гранатовых с пироксеном, кордиерит-силлимитовых с гранатом и слюдой и т. д. Примечательно, что переходы от одной разновидности пород к другой, что ранее подчеркивалось Л. Н. Леонтьевым (1956), прослеживаются на очень коротких расстояниях.

Особенно обильны инъекции гранитоидов на западной центриклинали синклинория (в нижних течениях рек Нарын и Эрзин), где, кроме того, широко развиты пластовые тела гранитоидов и пегматитов, являющиеся краевыми частями вскрытого крупного Тесхемского массива гранитоидов. Породы метаморфизованы здесь до образования разнокристаллических гнейсов, и весь комплекс поэтому обозначается как комплекс инъекционных гнейсов. В верхах его на Нарыне и на Эрзине появляются горизонты амфиболитов, местами железистых кварцитов и редкие прослои мраморов. Амфиболиты и тонко рассланцованные их разновидности (называемые амфиболовыми сланцами), типичные для подобных серий, состоят из обыкновенной роговой обманки, кислого андезина, часто кварца, иногда диопсида со спорадическими альмандином и зелеными минералами, особенно эпидотом. Минеральный состав этих пород неоднократно описывался. Наиболее полно это сделали А. В. Ильин и В. М. Моралев, которые по указанным отличиям в строении верхней части разреза подразделили комплекс на две местные свиты: тесхемскую — нижнюю и мугурскую — верхнюю, состоящую из тех же, общих для комплекса инъекционных гнейсов и кристаллических сланцев, но содержащих амфиболиты. Четкой границы между свитами нет и она условно устанавливается по нижнему горизонту амфиболитов.

Более или менее выдержанные горизонты амфиболитов и железистых кварцитов являются здесь маркирующими, во всех же других местах распространения комплекса они исчезают и он картируется без расчленения, под названием чингилигской толщи инъекционных гнейсов и кристаллических сланцев. В верхах комплекса в чередовании с различными гнейсами и кристаллическими сланцами появляются горизонты крупнокристаллических мраморов мощностью от метров до десятков метров, отмечающие постепенный переход к вышележающему карбонатному комплексу.

Породы терригенного комплекса обычно собраны в систему мелких сжатых складок, образующих изоклинальные серии; в Сангиленской структуре обнажается только его верхняя часть, поэтому ни нижняя граница комплекса, ни его общая мощность неизвестны. Последнюю для западной части Сангилен А. В. Ильин и В. М. Моралев приблизительно определяют около 3 км.

Понижение степени метаморфизма верхних частей терригенного комплекса в сторону внутренних частей синклинория идет в обоих крыльях; в северном крыле оно хорошо заметно по разрезам среднего течения р. Эрзин. Вверх по долине этой реки степень метаморфизма слабее и гнейсы сменяются мелкозернистыми слюдяными сланцами. Однако на воздымании синклинория в восточной части Сангилен метаморфизм снова усиливается; выходы терригенного комплекса там изучены еще плохо, но насколько можно судить по имеющимся данным, комплекс сложен наиболее метаморфизованными породами с зонами инъекций, такими же, как на западе, по периферии Тесхемского гранитоидного массива.

Обобщая данные по терригенному комплексу (изложенные А. В. Ильным и собранные нами), можно сделать вывод о том, что этот комплекс: 1) развит по всему Сангилену, маркируя переход синклинория в смежные антиклинории, 2) сложен чередованием первично-терригенных пород — песчаников и сланцев с появлением в верхах эффузивов, измененных до амфиболитов; 3) неравномерно метаморфизован по площади, или до низов зеленокаменной фации (во внутренних частях синклинория), или до амфиболитовой фации (в его периклинальных окончаниях), причем степень метаморфизма прямо связана с густотой насыщения магматическими инъекциями; 4) на более дробные стратиграфические элементы в большинстве случаев, как правило, не подразделяется. Выделенные в комплексе на западе нагорья местные свиты не имеют четкой характеристики и границ и не могут рассматриваться как самостоятельные стратиграфические члены разреза. Однако для тех мест, где по чисто локальным признакам эти свиты выделены, они помогают расшифровке тектонических структур.

Карбонатный комплекс. Отложения карбонатного комплекса выполняют всю внутреннюю часть Сангиленского синклинория, осложненного разноориентированными складками более высоких порядков. Основу комплекса составляют карбонатные породы, другие же встречаются в подчиненном количестве — на разных стратиграфических уровнях и не повсеместно. Этому комплексу соответствуют балыктыгхемская и чартысская свиты, выделенные А. В. Ильным и В. М. Моралевым. В северной половине нагорья в чартысской свите они выделяли две подсвиты: нижнюю — карбонатную и верхнюю — песчаниковую.

Карбонатные породы комплекса в различной мере насыщены терригенной (песчаной и глинистой) примесью и в слабой степени углистым (органическим) веществом. Среди преобладающих разнокристаллических мраморов, то чистых (но с новообразованиями силикатных минералов), то песчанистых, присутствуют мраморизованные более мелкозернистые в разной степени песчанистые или глинистые известняки. Особенно отчетливо заметна разная степень метаморфизации в первично-терригенных породах, образующих на разных стратиграфических уровнях не выдержанные по мощности пачки (от метров до первых сотен метров). Эти породы (метаморфизованные песчаники или филлитовые сланцы) чаще изменяются до кристаллических сланцев и мелкозернистых гнейсов.

Для комплекса характерны белые, крупнозернистые, массивные мраморы часто с чешуйчатым графитом, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях, вплоть до верхней его границы, но тяготеющие преимущественно к низам комплекса. Это побуждало почти всех предыдущих исследователей выделять графитовые мраморы в нижний, стратиграфически самостоятельный член разреза под названием балыктыгхемской свиты. Иногда они отмечали, что подобные мраморы встречаются и среди вышележащих карбонатных пород, выделенных в чартысскую свиту; исключением в этом смысле явился лишь Л. Н. Леонтьев (1956), отрицавший стратиграфическое значение «белых» и «серых» мраморов. В конечном итоге, указанное двучленное деление было принято при двухсоттысячном картировании не столько в силу убеждения в существовании самостоятельной балыктыгхемской свиты, сколь из желания расчленить более дробно мощный, но довольно однообразный карбонатный комплекс. Это было необходимо для выявления и подчеркивания в нем тектонических структур. Деление комплекса на две свиты было использовано не только при двухсоттысячном картировании, но и при более детальном, сопровождавшем поисковые работы. Белые графитовые мраморы рассматривались как нижние по отношению к

«серым», в результате чего складчатые структуры изображались с искажениями.

Метаморфизм карбонатных пород и превращение их в более графитовые мраморы свойственны не только карбонатному комплексу Сангилену, но и всем карбонатным породам геосинклинальных зон докембрийского возраста; оно проявляется в том же виде и в смежных частях рифейской структурной зоны северо-западной Монголии и особенно Восточного Саяна. Однако в последнем такие же белые графитовые мраморы гарганского карбонатного комплекса тем не менее не выделяются в самостоятельную стратиграфическую единицу, а считаются одной из метаморфических разновидностей его карбонатных пород.

Зависимость различий в характере метаморфизации карбонатных пород, образующих один и тот же возрастной горизонт, от количества терригенной (песчанистой и глинистой) примеси, и в особенности органического вещества, превращенного в ходе времени в рассеянную углистую пыль, известна уже давно. Многочисленные работы выяснили, что примеси задерживают перекристаллизацию карбонатных пород до состояния зернистых мраморов и, наоборот, что последние легче и быстрее образуются за счет более чистых карбонатов. В частности, опыты, проведенные В. М. Моралевым и Г. А. Каледа (Каледа, Моралев и др., 1958) над сангиленскими мраморами, еще раз подтвердили, что седиментационные различия известняков проявляются при метаморфизме в разной степени их перекристаллизации и что более чистые белые графитовые мраморы и серые мраморы с заметными терригенными и органическими примесями могут принадлежать одной фации метаморфизма.

Вслед за изданием геологических карт Сангилену, стало появляться всё больше наблюдений, свидетельствующих о том, что белые мраморы балыктыгемской свиты часто являются литологической разновидностью карбонатных пород чартысской свиты и что разрез карбонатного комплекса местами начинается не «белыми», а обычными мраморами чартысской свиты.

В частности, в окрестностях Танзекского рудного поля был прослежен по простиранию переход белых графитовых мраморов балыктыгемской свиты в серые мраморы — в чартысскую свиту, секущий «стратиграфическую» границу свит. Подобные же переходы отмечались для некоторых участков юго-западного Сангилену, для районов Церигингола и левобережья Балыктыгхема, для левобережной части р. Сельбельдер (западное окончание Каргинской антиклинали). К востоку отсюда, в ядре Каргинской антиклинали и в верховьях р. Кыс-Тарыс нами было отмечено резко выраженное влияние рифейских интрузивных тел (магматического тепла) на появление белых графитовых мраморов. В Кыстарыском массиве белые графитовые мраморы образуют экзоконтактный ореол шириной от 100 до 500 м, незаметно переходящий к серым мраморам. Однако на геологической карте эти различия соответственно выделялись в балыктыгемскую и чартысскую свиты. При повторном изучении массива Я. Д. Шенкман (1961), как и мы, пришел к выводу о существовании здесь именно экзоконтактного ореола. В ядре Каргинской антиклинали (восточнее р. Сельбельдер), где находится много гранитоидных интрузий, остатки кровли карбонатного состава превращены в белые грубые мраморы. По этой причине они были на большей площади отнесены А. В. Ильным к балыктыгемской свите. В действительности вдоль р. Каргы эти мраморы, по нашим данным, согласны перекрываются породами нарынской свиты, что указывает на их принадлежность не к балыктыгемской свите в понимании А. В. Ильина, а к так называемой чартысской.

Не приходится удивляться, что четкой границы балыктыгемской свиты с чартысской не имеется и что она не может быть обнаружена на

местности. На геологических картах эта граница проводится весьма приблизительно и, как подчеркивают их авторы, по-видимому, не везде правильно, поскольку в чартысскую свиту местами могут попасть слои, принадлежащие балыктыгхемской свите, и наоборот. Проще говоря, граница этих свит, как один из обязательных признаков для самостоятельных стратиграфических членов, отсутствует.

По-видимому, сами авторы листов также видели, что выделение балыктыгхемской свиты не вполне убедительно. В ряде случаев прослеживая ее в низах карбонатной части разреза докембрия в той или иной частной складчатой структуре и встретив смену (по простирацию) белых мраморов серыми, не отличимыми от чартыских, они относили и последние к балыктыгхемской свите.

Наряду с этим можно указать и на обратные случаи «догматического» использования белых и серых мраморов как непреложного стратиграфического признака. Так, на Восточном Сангилене, в бассейнах рек Эми и Чоглук, отождествление белых мраморов с балыктыгхемской свитой привело авторов листов к выводу, что последняя непосредственно соприкасается здесь при параллельном простирании и падении с чахтыртойской свитой. Таким образом, здесь, по их мнению, выпадает чартысская свита и имеет место крупный перерыв и структурное несогласие, хотя в конкретных обнажениях оно нигде не наблюдается.

Вывод об упомянутом перерыве, который мог бы иметь большое принципиальное значение, вызвал в 1956 г. возражения Ю. М. Шейнмана, а позднее не подтвердился и нашими исследованиями.

В целом, опыт работы в Восточном Саяне и сумма наблюдений как наших, так и других геологов на Сангилене показывают, что различие в окраске и зернистости мраморов комплекса связано с влиянием на перекристаллизацию примесей и с метаморфизующим воздействием гранитоидных массивов (магматического тепла), что определило неравномерное размещение в разрезе и на площади белых мраморов среди серых разновидностей. Это объясняет случаи переходов одних мраморов в другие по простирацию и пересекающиеся границы балыктыгхемской и чартыской свит на геологических картах. Контуры между разными карбонатными породами обычно грубо следуют за контурами пегматитовых полей и тел гранитоидов. Учитывая все это, выделенная А. В. Ильиным балыктыгхемская свита нами исключается как самостоятельная стратиграфическая единица, и все карбонатные породы объединяются в единый карбонатный комплекс без его более дробного расчленения.

Граница согласного соотношения комплекса с нижележащим терригенным местами то очень отчетлива (отмечена налеганием различных по составу мраморов на более темные и более тонко сланцеватые породы терригенного комплекса), то почти незаметна. В последнем случае мраморы появляются прослоями, чередующимися с кристаллическими сланцами, образуя зону постепенного перехода. Это характерно для западной центрoклинали синклинория, в то время как в его крыльях преобладает резкая граница.

Менее четко определена верхняя граница комплекса, особенно в южной части синклинория, где низы перекрывающего сланцево-карбонатного комплекса сложены карбонатными породами. Однако карбонатные породы смежных частей этих комплексов не одинаковы: в карбонатном комплексе мраморы более массивные, крупнозернистые и более светлые, тогда как в низах сланцево-карбонатного комплекса они более темные, мелкозернистые, слоистые и тонкоплитчатые. Впрочем, в естественных разрезах все это в большинстве случаев установить трудно, и границу приходится проводить приблизительно после изучения ряда обнажений. Наиболее четко эта граница установлена в северной поло-

вине Сангилене, особенно на правом берегу рек Эрзин и Каргы, где она подчеркивается ясной сменой светлоокрашенных мраморов карбонатного комплекса терригенными породами — серыми и зелеными сланцами вышележащего комплекса.

Целиком обнаженных разрезов карбонатного комплекса на Сангилене в одном сечении не имеется и его разрез приходится устанавливать по частям; общая мощность определяется весьма приблизительно в пределах 2—4 км.

Комплекс сложен довольно однообразными, разнокристаллическими мраморами и мраморизованными известняками (иногда доломитизированными) от белых до темно-серых оттенков. Эти карбонатные породы неравномерно по площади и по разрезу насыщены терригенным материалом (песчаным и глинистым) и небольшим количеством углистой пыли, определяющими более темную окраску. Чистые разности перекристаллизовываются в более крупнозернистые белые мраморы иногда с выделением мелкочешуйчатого графита; они встречаются не только в низах, но и по всему разрезу, особенно часто в северной части Сангилене (например, в западной половине Каргинской антиклинали белые мраморы отмечаются вплоть до самых верхов комплекса).

Среди карбонатных пород присутствуют также прослои и пачки неравномерно распределенных терригенных пород — мелкозернистых метаморфизованных песчаников, прослои (до 1 м и редко больше) серых и черных кремнистых сланцев (силицилитов) и мелкозернистых кварцитов; тесно чередуясь с мраморами, они группируются в пачки мощностью по 200—300 м. Нередко появляются внутрiformационные конгломераты с галькой карбонатных пород; в бассейне р. Чик В. В. Архангельская и Р. М. Яшина указывают на присутствие тонких потоков эффузивов.

Частные послойные разрезы комплекса заметно варьируют, что выражается в различии цвета, зернистости, полосчатости и плитчатости карбонатных пород, а также в количестве и составе подчиненных им прослоев, всюду, однако, сохраняя в целом характерные черты, свойственные комплексу. Последний, как и нижний терригенный, испытал неравномерный метаморфизм, выраженный, помимо образования белых графитовых мраморов, в появлении в разных частях разреза кристаллических сланцев и мелкозернистых гнейсов за счет терригенных пород. Местами весь разрез оказывается не сильно метаморфизованным, например, на юге Сангилене (в бассейне Качика и Церигингола), где и терригенный комплекс также метаморфизован слабее, чем в других местах. В верховьях р. Нарын и в среднем и верхнем течении р. Балыктыгем, а также в бассейне р. Сельбельдер (средние части нагорья) в верхней половине разреза тонкозернистые песчаники и сланцы преобладают над карбонатными породами, в связи с чем А. В. Ильин выделил их в верхнюю подсвиту чартысской свиты. В карбонатных породах комплекса часто встречаются структуры, сходные со структурами органических остатков, а в единичных местах и более четко выраженные органические остатки. Среди них И. К. Королюк определила водоросль *Newlandia*.

Рассматривая комплекс в целом, необходимо подчеркнуть и принять сделанный А. В. Ильиным вывод о его заметном литологическом различии в северной и южной половинах Сангиленского нагорья. В южной половине он существенно карбонатный и содержит сравнительно мало терригенных пород, в северной же последних заметно больше, особенно в верхней части. Метаморфизованные песчаники здесь составляют до половины мощности разреза. Неравномерность метаморфизма по разрезу и по площади наблюдается всюду, и по этому признаку нельзя выделить какие-либо крупные зоны или поля; не устанавливает-

ся внутри комплекса и общий спад метаморфизма по восстанию разреза. Поэтому неравномерность метаморфизма, естественно, может быть связана только с распределением гранитоидных интрузий, что в ряде мест совершенно очевидно. Выше уже указывалось появление графитовых белых мраморов вокруг Кыстарысского массива и в ряде западной части Каргинской антиклинали; к этому можно еще добавить участок гранитоидной и пегматоидной инъекции на правом берегу верховий р. Балыктыгхем, отмеченный в свое время А. В. Ильиным. Иногда, впрочем, отдельные мелкие поля повышенного метаморфизма не только известняков, но и терригенных пород находятся вне видимой пространственной связи с гранитоидами, что, вероятно, объясняется наличием близко расположенных, но еще не вскрытых интрузивных тел.

Сланцево-карбонатный комплекс. В состав данного комплекса нами отнесены нарынская свита и чахыртойская, уланэргинская и ниже-тапсинская толщи, выделенные в стратиграфической схеме А. В. Ильина. Комплекс пользуется меньшим, по сравнению с другими распространением, ограниченными ядрами крупных синклиналей внутренних частей синклинория — Нарынско-Чахыртойской, Агашской и Эмийской, а также северными крыльями Улдунской (правобережье верховий р. Эрзин) и Каргинской антиклиналей. Принадлежность перечисленных свит и толщ к одному комплексу определяется общностью их строения, литологических характеристик, степени метаморфизма, а также согласными соотношениями в частых разрезах. А. В. Ильин наметил внутреннюю стратиграфию комплекса в следующем порядке, снизу вверх: нарынская свита и чахыртойская (и ее стратиграфический аналог — ниже-тапсинская) и уланэргинская толща. Отложения, соответствующие двум его верхним стратиграфическим единицам, отнесены нами к разным частям данного комплекса, исходя из их соотношения с подстилающими отложениями карбонатного комплекса в перечисленных выше тектонических структурах. Например, отложения, соответствующие чахыртойской свите, в одном месте пришлось отнести к нижней, в другом к верхней части комплекса. Только уланэргинскую толщу, в согласии с А. В. Ильиным, мы сохраняем в качестве самостоятельной стратиграфической единицы, также считая ее венчающей разрез комплекса.

Таким образом, низами комплекса оказывается нарынская свита, развитая к востоку от р. Чахыртой, в Агашской синклинали, а также нижненарынская подсвита верховий р. Нарын и северного крыла Улдунской антиклинали и тапсинская толща бассейна р. Каргы. К верхней части комплекса нами отнесены верхненарынская подсвита бассейна р. Нарын и чахыртойская толща Агашской, Чахыртойской и Эмийской синклиналей. Везде, где нам удалось наблюдать, нижние слои комплекса залегают согласно на породах подстилающего карбонатного, что особенно отчетливо видно в бассейнах рек Эрзина и Карги, а также в Агашской синклинали. В последней и в бассейне р. Эми комплекс дислоцирован совместно с подстилающим карбонатным, образуя одни и те же складчатые структуры. Первично несогласных соотношений этих двух комплексов непосредственно в обнажениях ни нами, ни предыдущими исследователями нигде не отмечалось. Во многих случаях согласные структурные соотношения подчеркнуты постепенными переходами и отсутствием между комплексами сколько-нибудь четкой литологической границы. Ее приходится условно проводить, используя некоторое общее различие строения и состава смежных частей их разрезов. Так обстоит дело с этой границей во всех синклиналях, в том числе и в Эмийской.

В рассматриваемом комплексе мы оставляем в неизменном виде только его верхнюю уланэргинскую толщу, достаточно резко выраженную. Вся остальная, большая по мощности часть не поддается более

дробному расчленению, так как при упоминавшейся сильной литологической изменчивости невозможно выделить единицы с устойчивыми литологическими признаками или четкими границами, общими для всего Сангиленского синклиория.

Севернее параллели верховий р. Нарын в составе комплекса заметно преобладает терригенный, часто с вулканогенными элементами материал. Это отчетливо наблюдалось в северных крыльях Улдунской и Каргинской антиклиналей, которые сложены главным образом сланцами различного состава — хлоритовыми, серицитовыми и кремнистыми, сохраняющими местами признаки реликтовых структур эффузивов и туфов. В низах разреза нижнетапсинской толщи бассейна р. Каргы, представляющего переходную зону от известняков подстилающего комплекса, среди сланцев имеется несколько не выдержанных, но сравнительно мощных (в десятки или сотни метров каждый) горизонтов мраморизованных известняков. Аналогичный состав отложений нижней части комплекса, представленный горизонтом пудинговых известково-сланцевых конгломератов, наблюдался в Эмийской синклинали. Этот горизонт считался ранее как межформационный.

Южнее параллели верховий Нарына (Чахыртойская и Агашская синклинали) разрез нижних частей комплекса существенно карбонатный — либо только известняки, либо в чередовании с тонким переслаиванием подчиненных прослоев сланцев зеленых (серицитовых, хлорит-актинолитовых) и кремнистых, темно-серых и черных. В районе Агашской синклинали среди известняков отмечались единичные линзы гравелитов и внутрiformационных конгломератов с галькой известняков и кремнистых сланцев. В самой западной Нарынской синклинали, расположенной на отмеченной выше широтно прослеживающейся зоне смены литологического состава комплекса, разрез оказывается промежуточным — терригенно-карбонатным. В нижних его частях резко преобладают мелкозернистые и тонкоплитчатые серые известняки с обильными прослойками слюдястых и слюдясто-кремнистых сланцев, а в верхних эти сланцы становятся преобладающими за счет уменьшения количества известняков. В целом, комплекс в Нарынской синклинали близок по составу и строению с разрезами более восточных Чахыртойской и Агашской синклиналей, и существенно карбонатные породы всюду проходят через весь разрез комплекса.

В исследовании Сангиленна наиболее разноречивые представления (отнесение то к докембрию, то к кембрию, указания на внутренние перемены и несогласия и пр.), а отсюда и ряд выводов принципиально различного значения по истории развития нагорья и его магматизму были связаны со сланцево-карбонатным комплексом. Это заставляет несколько подробнее остановиться на его характеристике в отдельных структурах.

В Чахыртойской синклинали нижняя треть комплекса сложена обычными для него известняками — плитчатыми, темно-серыми с прослойками кремнистых и слюдясто-кремнистых сланцев (нарынская свита, по А. В. Ильину). В остальной эффузивно-сланцевой части разреза (чахыртойская свита, по А. В. Ильину) темные плитчатые известняки, микроскопически не отличимые от сланцев, сохраняются в тонком чередовании со сланцами, но уже в подчиненном значении. Эта часть разреза начинается мощной пачкой зеленых сланцев — карбонатно-хлоритовых, кремнистых, иногда тальковых, выше переслаивающихся с сильно измененными рассланцованными зеленокаменными эффузивами. Эта эффузивно-сланцевая часть разреза почти нацело вскрыта каньоном р. Чахыртой, причем в южном крыле синклинали встречаются и удовлетворительно сохранившиеся порфириды, диабазовые порфириды, туфобрекчии и туфоконгломераты. Одна из верхних более мощных (100 м) пачек туфоконгломератов образует местную мелкую антиклиналь, на южном крыле которой разрез согласно наращивается карбонатными породами уланэргинской свиты.

Аналогичный общий разрез комплекса прослеживается и в Агашской синклинали, где он представлен так же полно всеми тремя свитами — нарынской, чахыртойской и

уланэргинской. Нижняя часть разреза до 2000 м мощности (нарынская свита) сложена типичными для нее черными плитчатыми известняками с подчиненными слоями серых и зеленых сланцев, преобладающие кремнистого и хлорит-акинолитового состава. В последних встречаются единичные мелкие линзы гравелитов и мелкогалечных внутриформационных конгломератов с галькой известняков и кремнистых сланцев, сходных с вмещающими. Выше залегают серые и зеленые сланцы — акинолитовые, карбонатно-хлоритовые, реже кремнистые и слюдистые (чахыртойская свита) общей мощностью не более 1000 м. Сланцы чередуются с заметно подчиненными им известняками, доломитами, углистыми темно-серыми и черными кварцитами, а также более редкими эффузивами (плагиопорфиры, порфиры, туфы) и рассланцованными туфогенными песчаниками; эффузивы и туфы преимущественно тяготеют к верхам описываемой части разреза. Несогласий и перерывов между двумя частями разреза не наблюдалось ни А. В. Ильиным, ни нами, впрочем непосредственные их контакты (смежные слои) нигде в этой синклинали не обнажены. Однако по р. Агаш и ее притокам в близко (метры — первые десятки метров) расположенных обнажениях смежных частей разреза наблюдалось, что все слои простираются параллельно и падают в одну сторону под одинаковыми углами. Таким образом, подтверждается согласное залегание и непрерывность обеих частей разреза, наблюдавшиеся и в более западных синклиналях.

Во всей северной половине нагорья Сангилен разрезы сланцево-карбонатного комплекса несколько иные, существенно сланцевые с резко подчиненными им карбонатными породами. Наибольшее внимание привлекает разрез Эмийской синклинали, в которой предыдущие исследователи устанавливали структурное несогласие между выделенной ими чахыртойской толщей и подстилающими карбонатными свитами. Отложение этой синклинали в связи с этим были детально изучены нами, особенно в ее наиболее интересной южной части (верховья р. Чоглук), где сохранилось восточное крыло синклинали, тогда как ее западное крыло срезано продольным разломом, приуроченным к ядру синклинали.

Это восточное крыло сложено полно сохранившимся сланцево-карбонатным комплексом — чахыртойской и уланэргинской толщами и подстилающими их плитчатыми мраморизованными известняками с тонкими прослоями белых сахаровидных мраморов. Вкрест простираения крыла в западном направлении можно наблюдать, что в многочисленных обнажениях полого залегают типичными для рассматриваемого комплекса дислоцированные серые мраморы. Далее на запад обнажаются новые породы — серозато-зеленые хлоритовые и амфиболовые пятнистые сланцы с тонко нитевидной и листоватой текстурой и порфиробластами кальцита, кварца, реже полевого шпата и агрегатами крупночешуйчатого хлорита. Среди сланцев имеются прослои кремнистых разностей, похожих местами на кварциты, и окремнелых доломитов и известняков; в одном из прослоев последнего обнаружены водоросли плохой сохранности.

Полоса всех описанных пород прослежена на север вдоль крыла синклинали, находящегося вплоть до левобережья р. Эми в зоне экзоконтакта крупного гранитоидного тела. Сланцы в пределах всей полосы сохраняют свои прежние особенности состава и текстур, а подстилающие их мраморизованные известняки близ контакта с гранитоидами нацело превращаются в белые крупнокристаллические мраморы, что особенно отчетливо видно в более хорошо обнаженной части между долиной р. Эми и ее левым притоком Кудургэ-хем.

В северном направлении амплитуда разлома уменьшается и появляются более глубокие стратиграфические горизонты сланцево-карбонатного комплекса. В бассейне правого притока Эми — Оттук-Даша все слои образуют обширное центроклинальное замыкание при преобладающем крутом их залегании. В сторону внутренних частей центроклинали слои выволаживаются (от крутых углов до умеренных). Вместе с тем мощность разреза увеличивается до 1200 м. Общая тектоническая структура внутренней части центроклинали из сказанного достаточно ясна — в ней вскрыты породы, типичные для сланцево-карбонатного комплекса. Разрез последнего состоит из чередования слоев и пачек серых и зеленых преобладающе амфиболовых, хлорит-амфиболовых, хлорит-биотитовых и серицит-хлоритовых сланцев с углистыми кварцитами и темно-серыми плитчатыми известняками.

В целом, в нижней части разреза преобладают известняки, а в верхней, большей по мощности — сланцы подобно разрезам южных синклиналей. Это лишний раз подкрепляет уверенность в принадлежности его именно к рассматриваемому комплексу. Собранный материал по северной центроклинали Эмийской синклинали убеждает нас в принадлежности всех пород восточного крыла ее южной части (описанной выше) только к рассматриваемому комплексу; это позволяет отрицать присут-

ствие в данном разрезе пород более древнего карбонатного комплекса («балыктыгхемской» свиты, как это считал А. В. Ильин). Точно так же и на юге описываемой части синклинали развиты породы только верхней части сланцево-карбонатного комплекса мощностью около одного километра. Этот пример подтверждает связь «белых» мраморов с близостью древней интрузии, а отнесение А. В. Ильиным белых и других мраморов южной части Эмийской синклинали к его балыктыгхемской свите, по нашему мнению, является ошибочным. Не приходится говорить о структурном несогласии и о перерыве между этими мраморами и чакыртойскими сланцами с яковы выпадением из разреза чартысской и нарынской свит. Элементы залегания всех слоев, объединяемых нами в один терригенно-сланцевый комплекс, повсюду одинаковы, и все слои без каких-либо различий участвуют в пликтивных дислокациях.

Таким образом, собранные материалы по бассейнам рек Эми и Чоглук, привлекавшиеся в качестве единственного примера несогласия как одного из признаков кембрийского возраста чакыртойской и уланэргинской толщ (средняя и верхняя часть нашего сланцево-карбонатного комплекса) явно не могут служить этой цели.

В северной части Сангилене отложения, отнесенные нами к описываемому верхнему комплексу, развиты в двух местах: в бассейне р. Карги, откуда они распространяются к северу и к правобережной части р. Эрзин.

В бассейне р. Карги хорошо обнажаются нижние части разреза комплекса и наиболее важная для нас зона их контакта с подстилающим карбонатным комплексом. В обоих случаях оба комплекса не только залегают согласно, но и связаны постепенными переходами (фиг. 4). Последние выражаются в том, что в низах сланцевого разреза мраморы сохраняются несколькими не выдержанными горизонтами по несколько десятков метров каждый (в интервале до 400 м мощности разреза). Они маркируют здесь плавный изгиб дуги общей моноклинали сланцевого разреза, в общем совпадающей с направлением долин Карги — Баянкола. С этими же направлениями совпадают и простиранья подстилающих мраморов карбонатного комплекса, причем смежные слои комплексов в зоне контакта однообразно падают под крутыми углами до 60—70°. В отмеченной четырехсотметровой зоне перехода самая нижняя пачка сложена разнообразными по составу и сильно измененными (ороговикованными) сланцами с пятнистыми и узловатыми текстурами — амфиболовыми, хлоритовыми, актинолит-эпидотовыми с обильным биотитом и альбитом. Вверх по разрезу появляется много серицитовых и серицит-биотитовых сланцев. Мраморы даже в пределах одного горизонта варьируют в зернистости и в оттенках цвета от темно-серого до белого. Белые более грубозернистые различия нередко тонко чередуются с серыми мелкозернистыми. По всем своим признакам они ничем не отличаются от подстилающих типичных мраморов карбонатного комплекса, самые верхние слои которого, непосредственно контактирующие со сланцами, также то белые с блестками графита, то темно-серые и плитчатые.

Сланцевый разрез р. Карги впервые описали С. В. Потапов и В. В. Архангельская под названием нижнетапсинской свиты и сопоставили его с нижней частью кембрийской тапсинской толщи восточных районов Тувы (междуречья Каа-Хема и Бий-Хема). Авторы геологической карты, приняв эти сопоставления и возраст, вынуждены были провести крупный разлом между мраморами, отнесенными ими к «балыктыгхемской» свите и кембрийской, по их мнению, нижнетапсинской. Иначе не удавалось объяснить налегание кембрийских слоев без несогласия на древние горизонты докембрия. Однако описанный разрез весьма сходен с разрезом сланцево-карбонатного комплекса Эмийской синклинали; особенно велико литологическое сходство сланцевых пород. При всем этом, даже если пользоваться стратиграфическим делением А. В. Ильина и В. М. Моралева, все же следовало бы относить мраморы не к балыктыгхемской, а к чартысской свите. Этот пример еще раз подчеркивает невозможность самостоятельного использования метаморфического фактора в отрыве от других для стратиграфического расчленения карбонатных отложений на Сангилене.

Наконец, отложения верхнего комплекса отмечены на правом берегу Эрзина, в самых верховьях его правых притоков Улдуна и Гериге, на стыке с хребтом Остроконечный Танну-Ола. Они интересны тем, что, будучи представлены терригенными породами, лежат, по общему признанию, вполне согласно на верхних частях карбонатного комплекса. Это важное обстоятельство вместе с полным литологическим сходством с описанными нами отложениями сланцево-карбонатного комплекса (в особенности разрезов бассейнов рек Эми и Карги) помогает сопоставить и увязать все его разобщенные разрезы.

Самый верхний член разреза сланцево-карбонатного комплекса — уланэргинская толща — лежит всюду вполне согласно на сланцевой части разреза, но встречается не везде. Она выделена только в Чахыртойской, Агашской и Эмийской синклиналих, где ее сохранившаяся мощность составляет около 800 м, кроме последней синклинали мощность 300—400 м. Толща всюду сложена почти одними карбонатными породами, среди которых кремнистые и углисто-кремнистые сланцы и метаморфизованные песчаники, аналогичные подстилающим, встречаются единичными прослоями. Карбонатные породы, весьма характерные по внешнему виду, представляют собой сланцеватые полосчатые доломиты или известняки от белого до черного цвета; их более темные разности не отличимы от известняков нижней части разреза комплекса. Нижняя граница толщи резкая, без литологических переходов.

Сравнивая между собой более нижнюю часть отдельных разрезов комплекса, нетрудно видеть некоторые общие особенности, многие из которых уже подчеркивались ранее авторами двухсоттысячной геологической карты при описании отдельных свит. Прежде всего, это согласные соотношения и тесная связь с карбонатным комплексом; несогласий и перерывов не обнаруживается и внутри комплекса. В северной полосе Сангилена весь разрез сложен однообразными терригенными (сланцевыми) породами, в южной же четко выражено трехчленное строение. Оно связано с частичным или полным замещением терригенных пород карбонатными в нижней части разреза. Кроме того, в этом районе наблюдается обогащение карбонатными породами верхней части разреза (в западном направлении). Это можно проследить по трем синклиналим: в Нарынской резко преобладают карбонатные породы, в Агашской и Эмийской — терригенные.

Общие мощности разрезов комплекса по площади изменяются незначительно и при самых ориентировочных подсчетах укладываются в интервале 2500—3000 м. Одной из особенностей разреза является повсеместное присутствие эффузивных пород. Они обладают плохой сохранностью, но реликты их структур встречаются среди сланцев. Близкий к зеленокаменным эффузивам и туфам внешний облик пород свидетельствует о принадлежности их к измененным эффузивам. По сумме косвенных и прямых данных эффузивы, видимо, принадлежат к средним и основным лавам. В целом комплекс построен довольно сложно и от карбонатного отличается не только большим количеством первичных терригенных пород, но и довольно широким распространением эффузивов, которые в карбонатном комплексе исключительно редки.

Различия комплексов видны и в степени их общего метаморфизма. Несмотря на разную степень метаморфизма терригенных и карбонатных пород карбонатного комплекса, породы его в целом метаморфизованы сильнее (мраморы, гнейсы и кристаллические сланцы), чем породы сланцево-карбонатного, — обычно образованные по терригенным породам. Метаморфизм пород сланцево-карбонатного комплекса гораздо более равномерен как по площади, так и по разрезу и, являясь близким к зеленокаменному, выражен повсеместным распространением актинолита, эпидота, биотита и альбита в его сланцевой части. Слабее метаморфизо-

ваны и карбонатные породы, которые представлены в комплексе либо мраморизованными, либо обычными известняками.

Ранее отдельные части сланцево-карбонатного комплекса относились к разному возрасту — к рифею (его низы — нарынская свита) и к кембрию (верхи — чахыртойская и уланэргинская толщи, а еще раньше даже и нарынская свита), поэтому небезынтересно привести его палеонтологическую характеристику. В связи с отнесением верхней части комплекса к кембрию предпринимались многочисленные и продолжительные поиски органических остатков, но были обнаружены только водоросли, обычно плохой сохранности, специальные же поиски археоциат неизменно оканчивались неудачей. Среди водорослей в низах разреза (нарынская свита) установлены: *Osagia lamellate* Korol и *Osagia elongate* Korol. В верхах разреза (в уланэргинской свите Чахыртойский и Агашской синклинали) И. К. Королюк определила из коллекции Е. Н. Алтухова только форму *Comractocolleuia tuvensis* Korol. Она характерна для рифея других регионов и нигде пока не встречена в заведомом кембрии.

Кембрий. К кембрию нами отнесены только отложения, выполняющие Нарынский и Хусуингольский грабены внутренних частей синклинория.

Нарынский грабен расположен в широтной синклинальной складке сланцево-карбонатного комплекса, ограничиваясь с трех сторон четкими разломами и выклиниваясь к западу. В ряде обнажений здесь вскрыто резкое несогласное налегание кембрийских слоев (кухемской свиты) на верхи сланцево-карбонатного комплекса (на верхненарынскую свиту). Так, например, по северному краю грабена подстилающие известняки падают на север, а покрывающие их кухемские конгломераты под более пологими углами на юг. Не менее отчетливое несогласие можно видеть и несколько восточнее по тому же краю грабена. Четкое несогласие видно между этими же слоями и на западном его вклинивании. Конгломераты падают здесь очень полого на восток и на юг, образуя плавный заворот, а в 50 м от них за задернованным промежуток подстилающие известняки простираются широтно и круто падают на юг.

Разрез кембрийских отложений маломощный — не более 800—1000 м. Ранее в нем выделялись две толщи, — кухемская, конгломератовая и акхемская эффузивная, но поскольку одна толща частично замещает другую, то, возможно, правильнее было бы не выделять их; однако, считаясь с их литологическими различиями, мы сохраняем принимавшееся расчленение.

Начинающие разрез кухемские конгломераты мощностью 300—400 м являются типично базальными. Они характеризуются плохой слоистостью, несортированностью и обилием галек (80—85% объема породы), среди которых преобладают гальки размером в 5—10 см в поперечнике. Окатанность галек в основном хорошая и средняя, причем степень окатанности не зависит от размера; цемент развит слабо. 90% гальки составляют породы верхних комплексов рифейского разреза — серые и черные известняки и черные кремнистые сланцы; встречаются также почти белые или розоватые афанитовые известняки с археоциатами.

Примерно 10% гальки состоят из магматических пород, среди которых вулканогенные представлены в основном зеленокаменно-измененными порфиритами, большей частью афанитовыми, иногда с порфировыми выделениями темноцветных. Среди галек и валунов интрузивных пород часто встречаются гранитоиды разного состава и породы их жильной фации. Первые представлены главным образом средне- и крупнозернистыми, частью порфировидными биотитовыми гранитами и гранодиоритами и пегматоидными гранитами, а вторые — микроклиновыми пегматитами. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка, а среди вторичных минералов, кроме хлорита и серицита, в большинстве образцов широко развиты альбит, мусковит и кальцит. В породах широко развиты процессы альбитизации, микроклинизации и грейзенизации, особенно интенсивно проявившиеся в лейкократовых и пегматоидных разновидностях гранитоидов.

Галька мелкозернистых жильных разновидностей кислых пород встречается в меньшем количестве и представлена чаще всего лейкократовыми породами. Последние характеризуются пестротой петрографического состава и микроструктурных особенностей. Среди

них встречаются аплитовидные жильные граниты, граносениты, сиенит-аплиты и порфировидные жильные породы (гранит-порфиры, реже граносиенит-порфиры). Породы состоят из плагиоклаза (№ 9—12), микроклина, кварца, биотита и мусковита, причем соотношение калиевого полевого шпата и плагиоклаза колеблется от резкого преобладания плагиоклаза над микроклином в лейкократовых мелкозернистых и биотитовых мелкозернистых жильных гранитах до более повышенного содержания микроклина в граносиенитовых и сиенитовых разностях. Для всех разновидностей характерно обилие мирмекитов и микрогранофировых прорастаний, в ряде случаев отмечается интенсивная грейзенизация и карбонатизация.

Общими особенностями всех описанных выше разновидностей гранитоидов являются: плотная массивная структура и часто слабо выраженная гнейсовидная текстура, довольно разнородные микроструктуры и петрографический состав и, наконец, некоторые особенности отдельных пороодообразующих минералов. К числу последних относятся: преобладающее четко выраженное решетчатое строение микроклина непостоянство состава плагиоклаза в различных разностях гранитоидов и обилие его зональных зерен в биотитовых и биотит-роговообманковых разностях и высокая железистость биотита.

Конгломераты в верхних горизонтах частью фациально замещаются, а частью перекрываются крупноминдалекаменными порфиритами акхемской свиты мощностью 500—600 м. Порфириты по всему разрезу свиты однообразны, размеры миндалин от 1 мм до 0,5 см и более, заполнены кварцем, кальцитом, реже роговой обманкой и хлоритом, основная масса криптокристаллическая. Цвет пород серый, грязно-зеленый. Эффузивы сильно дроблены и выветрели зеленокаменным изменением.

Хусуингольский грабен находится в левобережной части р. Хусуин-гол, по границе с МНР и за пределами последней. Разрезы город, слагающих его, лучше всего вскрываются по левому борту р. Проездной (левый приток р. Хусуингол), оставаясь в большинстве остальных мест задернованными. Внутренняя структура грабена неясна; очевидно лишь, что он глубоко опущен внутри чартысской свиты с отчетливым разломом по его юго-западному краю.

В связи с неясностью его внутренней структуры неизвестна и общая мощность разреза, которая в любом случае должна быть большой и достигать нескольких километров. Пока лишь несомненно однообразное на большей части площади крутое падение слоев на северо-запад и более пологое в направлении монгольской границы. В первом приближении разрез делится на три части. У монгольской границы господствуют пестрые и серо-зеленые горизонты пирокластических пород — туфоконгломератов и туфов (кристаллокластических и обломочных) среднего и кислото состава с горизонтами эффузивов разной окраски. В изобилии встречаются и конгломераты, в гальке, обломках и цементе которых присутствуют как пирокластические породы этой же толщи, так и интрузивные породы разнообразного состава. В числе последних разнозернистые розовые гранитоиды, похожие на породы некоторых интрузивных массивов, расположенных в бассейне Хусуин-гола.

В средней части грабена преимущественное развитие получают нормальные эффузивы — серые, зеленоватые и пестроокрашенные андезитовые порфириты и кварцевые порфиры, причем сохраняются и конгломераты (часто грубые до валунных), также содержащие обильную гальку гранитоидных пород, в частности и розовых гранитов. Отличительной особенностью этой части разреза является присутствие двух или трех пачек, мощностью до 100 м и более, мраморизованных массивных серых известняков, не выдержанных по мощности и напоминающих рифогенные.

В связи с выявившейся возможностью сопоставления пород Хусуингольского грабена с верхней третью разреза кембрия геосинклинальной зоны (хр. Восточный Танну-ола) приведем краткую характеристику развитаго там трехчленного разреза шурмакской свиты, примыкающей с севера к Сангиленской структуре по мощной зоне глубинного разлома.

В низах шурмакской туфоконгломератовой свиты, достигающей мощности не менее 3000 м, залегает пачка эффузивов и туфов. Выше среди них прослеживаются плитчатые обломки мраморизованных известняков,

белых мраморов, зеленых хлоритовых сланцев и кремней величиной от 1 см до 0,5 м. Количество этих обломков все более увеличивается кверху, и выше по разрезу свита сложена конгломератами, которые включают гальку и валуны интрузивных пород. Последние составляют до 30% от общего количества галек. В верхах свиты преобладают туфы и эффузивы, а конгломераты с галькой интрузивных пород образуют лишь прослой и линзы мощностью от метров до первых десятков метров.

Размеры галек в конгломератах колеблются от 0,5 до 30—40 см и более (преимущественно 2—20 см); иногда галек так много, что, вытесняя цемент, они соприкасаются друг с другом. Ориентировка их самая разнообразная, окатанность средняя и хорошая, причем в верхах разреза свиты лучше, чем в ее низах. Конгломераты характеризуются плохой сортировкой и, находясь в зоне разлома, несут следы сильных смятий и сдавливания — расплющены и разлинзованы с интенсивным перетиранием туфового цемента. В гальке интрузивных пород преобладают диориты и гранодиориты — плотные серые и зеленовато-серые породы с мелко- и среднезернистой структурой, но встречаются и более кислые разновидности (в том числе двуслюдяные граниты), а также основные породы. Все породы довольно сильно карбонатизированы и эпидотизированы.

Из описания свиты видно, что ее конгломераты состоят из местного материала, испытавшего сравнительно незначительный перенос. На шурмакской свите согласно и с постепенным переходом залегает кускунугская свита мощностью до 2000 м.

В составе последней преобладают хлоритовые, эпидотовые, актинолитовые и другие сланцы, развитые по порфиритам; встречаются также кремнистые породы, прослой известняков, алевролитов, песчаников и реже конгломератов, еще более редки прослой порфиритов, плагиопорфиров и кварцевых кератофигов. В прослоях известняков кускунугской свиты найдены обломки трилобитов (определение Н. П. Суворовой) и остатки водорослей (определение К. Б. Корде), а в известняках — археоциаты, среди которых И. Т. Журавлева определила несколько видов и родов (обобщенные данные по ним приводит Г. А. Кудрявцев, 1960).

Выше на кускунугской свите (в междуречье Шурмак-Кара — Хольежу) согласно залегает карахольская свита мощностью до 1000 м. Она сложена однообразными белыми и серыми известняками, содержащими археоциаты, трилобиты и водоросли, и подчиненными им кремнистыми породами.

С перерывом и угловым несогласием на упомянутых кембрийских свитах залегают таннуольская и хольежинская свиты.

Хольежинская свита сложена плагиоклазовыми порфиритами, миндалекаменными порфиритами и кварцевыми порфирами, чаще всего неясно слоистыми. В подчиненном количестве присутствуют туфопесчаники (часто гравелитовые), полосчатые фельзиты и их афировые разновидности. Приблизительная мощность свиты составляет 800—1000 м. Многие из этих эффузивных пород внешне сходны с нижнедевонскими, однако их нижнекембрийский возраст определяется трансгрессивным перекрытием фаунистически охарактеризованных отложений силура.

Таннуольская свита сложена такими же (по составу) породами, как хольежинская, — пирокластическими, плагиоклазовыми порфиритами, плагиопорфирами и т. д. общей мощностью около 2000 м. Породы таннуольской и хольежинской свит выделены в разные свиты только по их пространственному разобщению, так как синхронность их несомненна по весьма близкому составу и по трансгрессивным соотношениям с подстилающими свитами низов кембрийского разреза. Более четкое трансгрессивное соотношение в правобережье р. Шурмак имеет, по данным А. В. Ильина, таннуольская свита, причем не только с карахольской, непосредственно ее подстилающей, но и с более древней кускунугской.

В прослоях известняков таннуольской свиты западнее пос. Шурмак (на водоразделе рек Теректыг-хем и Ужарлык-хем и в истоках р. Терек-

тыг-хем) А. В. Ильин собрал коллекцию археоциат, из которой И. Т. Журавлева определила около десяти видов и родов.

Сопоставление разрезов кембрия и докембрия нагорья Сангилена и смежных территорий. Для сопоставлений нами используются разрезы Восточного Саяна, Северо-Восточной Тувы (Каахемская структурно-фациальная зона, по А. В. Ильину), хр. Восточный Танну-ола и южной части Монгольского массива (по В. А. Амантову), т. е. разрезы структурных единиц, докембрийские отложения которых весьма сходны между собой, в известной мере единообразны по строению, литологическому составу и особенностям метаморфизма пород. Все это позволяет считать упомянутые структуры частями общей рифейской геосинклинальной системы и сопоставлять их разрезы (фиг. 2).

В приведенной таблице можно видеть следующие общие черты докембрийских разрезов, имеющие непосредственно значение для их общего и почленного сопоставления.

1. Повсеместное трехчленное строение, обнаруживаемое в едином непрерывном разрезе.

2. Соизмеримые мощности как отдельных членов, так и их совокупностей, хотя они (за единичными исключениями) не могут быть подсчитаны точно и определяются приближенно.

3. Сходство соответствующих частей разреза по строению, составу, явлениям метаморфизма и их одинаковой стратиграфической последовательности.

4. Нахождение одних и тех же видов водорослей в верхнем комплексе.

5. Согласные соотношения комплексов и их составляющих в едином разрезе.

6. Совместное участие отложений всех комплексов в образовании сложных пликативных дислокаций нижнего структурного этажа.

7. Четкий, повсеместно выраженный приблизительно на одном и том же уровне крупный тектоно-денудационный перерыв с законченным магматическим циклом перед наступлением кембрийского периода. С этим перерывом связано структурное несогласие между рифейским и салаирским структурными этажами.

По этим чертам докембрийские разрезы в целом сопоставляются между собой достаточно уверенно, причем корреляция отдельных членов разреза возможна по их стратиграфическому месту в общем непрерывном разрезе, по признакам внутреннего строения и т. п. Стратиграфически наиболее полный разрез имеется только в Восточном Саяне, в Одурум-Шутхулайском поднятии недалеко от Сангилена, где полно вскрыт нижний терригенный комплекс, со всеми тремя свитами. Полно вскрытые там две верхние толщи по составу, строению и явлениям метаморфизма сопоставляются с двумя верхними комплексами Сангилена.

Сходство верхнего члена (толща зеленых сланцев Восточного Саяна, бийхемская серия Каахемской зоны, сланцево-карбонатный комплекс Сангилена и билюгинская свита монгольской части последнего) выражено не только в том, что она является стратиграфически самой верхней и сложена преимущественно терригенными породами, но и в частой литологической изменчивости их по разрезу и по площади, а также в зеленокаменном изменении (называемом иногда в Сибири празенитовым). При наиболее глубокой ступени последнего появляются минералы-индикаторы — актинолит, альбит, эпидот и биотит. Последнее следует особенно учитывать при сравнении с породами низов кембрийского разреза, метаморфизованных значительно слабее.

В среднем карбонатном члене всех разрезов наиболее характерно внешнее различие между серыми и белыми разновидностями мраморов (являвшееся на Сангилене причиной выделения их в самостоятельные

свиты). Сюда мы относим гарганскую карбонатную толщу Восточного Саяна, карбонатный комплекс Сангилен и холгилцигскую свиту монгольской части последнего.

Не менее четко параллелизуется нижний терригенный комплекс Сангилен и тесская свита Монголии, причем достаточно узко — только с верхней билинской свитой слюдянской толщи Восточного Саяна. Этот нижний член сводного разреза в общем всюду одинаков, согласно соотносится с карбонатным комплексом и наращивает общий разрез вниз. В нем наиболее ярко проявлены неравномерность (пятнистость) смешанного метаморфизма (зеленокаменного, амфиболитового и промежуточного) терригенных пород (как и в карбонатном комплексе), связанное с неравномерным размещением рифейских гранитоидных инъекций. В то же время две нижние свиты слюдянской толщи инъецированы равномерно и почти всюду характеризуются амфиболитовым метаморфизмом. На основании этого можно предполагать, что большая, нижняя часть нижнего терригенного комплекса в Сангиленском нагорье не вскрыта.

Кембрийские разрезы сопоставляются по тем же признакам, причем главное значение имеет повсеместное структурное несогласие и перерыв, отделяющий кембрийские отложения во второй структурный этаж умеренными пликативными дислокациями и более слабым региональным метаморфизмом. Несогласие и перерыв выражены чрезвычайно резко во всех местах. На Сангилене и в Восточном Саяне это подчеркивается базальными конгломератами, содержащими обильную гальку интрузивных пород рифейского магматического цикла.

В Каахемской зоне перерыв выражен менее резко, поскольку обломочные породы с галькой пород докембрия развиты там слабее, что, однако, не исключает значительности и продолжительности перерыва и в этой зоне.

Ведущая роль основных рифейских тектонических движений, создавших внутреннюю структуру Сангилен, находится в полном или частичном противоречии с выводами А. В. Ильина и В. М. Моралева, считавших главными нижнепалеозойские движения. Они исходили из признания кембрийского возраста чахыртойской и уланэргинской свит, дислоцированных в сложные пликативные формы. Как уже указывалось, кембрийский возраст этих свит аргументировался: 1) несогласием между докембрийской нарынкой и чахыртойской свитами; 2) пространственной приуроченностью основных пород и гипербазитов (отнесенных к кембрийским путем сопоставления с гипербазитами кембрийской геосинклинальной зоны); 3) отнесением (по составу и, главное, по степени метаморфизма) чахыртойской свиты к кембрию, исходя из сопоставления ее с кускунгской свитой шурмакского разреза.

Наши исследования заставляют считать эти аргументы мало состоятельными.

Несогласие в подошве чахыртойской свиты указывалось только в Эмийской синклинали и в бассейне р. Карги. В Чахыртойской синклинали судить о соотношении этой свиты с подстилающими породами невозможно, так как синклиналь ограничена разломами. Для Агашской синклинали А. В. Ильин и В. М. Моралев сами отмечали согласные простирания и одинаковые углы падений слоев нарынкой и чахыртойской свит и совпадение их структурных планов. Это же отчетливо наблюдается в западном центрoклинальном замыкании синклинали на левобережье р. Балыктыгхем.

Выше подробно говорилось о том, что угловое несогласие было косвенно установлено в Эмийской синклинали из анализа геологической карты, в которой подстилающие чахыртойскую свиту слои были отнесены частично к нарынкой и частично к балыктекхемской свите «белых

мраморов». Столь же ошибочно, и на тех же основаниях было искусственно создано несогласие в районе р. Карги, осложненное к тому же постулированным крупным разрывом. Все это позволяет более не возвращаться к указанным двум вопросам.

Более убедительно выглядит, на первый взгляд, по аналогии с кембрийской геосинклинальной зоной, тезис о кембрийском возрасте сангиленских базитов и гипербазитов. Однако, если это так, то еще не означает, что и прорываемые ими свиты должны также быть отнесены к кембрию. Это малоубедительно, особенно, если учесть, что, например, в Восточном Саяне, где развиты сходные по составу кембрийские и рифейские основные и ультраосновные породы, первые из них также находятся и в рифейской раме.

Более серьезное значение мог бы иметь последний аргумент — параллелизация чахыртойской свиты с заведомо кембрийской (о чем свидетельствуют находки археоциат-трилобит) кускунукской свитой Шурмакского района. Однако эта параллелизация методически крайне спорна, так как опирается лишь на присутствие в породах кускунукской свиты актинолита, эпидота, альбита и биотита. Это действительно минералы-индикаторы, но не для кембрийских толщ, а для верхнего сланцево-карбонатного комплекса, относительно равномерно метаморфизованного по площади; типичны они и для чахыртойской свиты Эмийской и других синклиналей. Использование этого признака должно было бы привести составителей карт к совершенно обратному выводу — не чахыртойскую свиту следовало бы отнести к кембрию, а наоборот — параллелизуемую с нею кускунукскую к докембрию. Последнее, однако, невозможно в связи с наличием в ней заведомо кембрийской фауны. При этом совершенно игнорируется тот факт, что весь Шурманский разрез, включая и кускунукскую свиту, находится в зоне долгоживущего разлома и что именно это повысило степень его метаморфизации до обычной для докембрия. Для кембрия, вообще говоря, актинолит, эпидот и альбит совершенно не характерны, но они неизменно появляются в нем не только в Шурмакском разрезе, но и во всех (Северо-Восточная Тува, Восточный Саян) зонах мощных разломов.

Признаки, положенные в основу обоснования кембрийского возраста чахыртойской и уланэргинской свит, утратили свое значение, особенно, если учесть общую, выявленную ныне фациальную и литологическую изменчивость зеленокаменного комплекса рифея в Северо-Восточной Туве и на Восточном Саяне. К тому же в двух последних регионах этот верхний комплекс рифея имеет достаточно полное развитие в качестве третьего заключительного члена осадочного цикла протерозойской геосинклинали. Устанавливая сходство разрезов протерозоя Северо-Восточной Тувы, Восточного Саяна и Сангилене, принадлежащих единой рифейской структурной зоне, оставалось малопонятным присутствие на Сангилене недоразвитого третьего (верхнего) члена разреза. Чахыртойская и уланэргинская свиты как раз дополняют его, отвечая верхам этого разреза, тогда как нарынская свита представляет собою только его низы. В этом случае нарынская и чахыртойская свиты отчетливо сопоставляются с бийхемской серией Северо-Восточной Тувы и с комплексом зеленых сланцев Восточного Саяна.

Доводы в пользу докембрийского возраста большей части разреза древних толщ, в котором нами выделены три комплекса, могут быть дополнены еще и некоторой палеонтологической характеристикой. В карбонатном комплексе были найдены водоросли, плохая сохранность которых, однако, не допускала их точного определения. В сланцево-карбонатном комплексе встречаются водоросли хорошей сохранности, но большинство новых видов плохо датирует возраст и не дает возможности интерполировать с водорослевыми сообществами других частей рифей-

ской зоны юга Сибири. Только одна форма (*Conophyton cylindricus* Ghabau), описанная В. П. Масловым, из верхов протерозойского разреза Сибири (гарганской толщи и толщи зеленых сланцев Восточного Саяна) может указывать на рифейский возраст включающих ее слоев, поскольку она встречается только в них. *Comptocollieua tuvensis* Kogol, найденная Е. Н. Алтуховым в уланэргинской свите, также пока известна только в докембрии и нигде не встречалась в заведомо кембрийских отложениях. Следует подчеркнуть, что несмотря на многократные попытки, в верхнем комплексе до сих пор не удалось обнаружить какую-либо фауну палеозоя, в том числе и археоциат. Едва ли можно считать эти неудачи случайностью, так как там, где среди нижнекембрийских отложений имеются горизонты известняков, археоциаты в них в большинстве случаев присутствуют. На Сангилене же, с его большой площадью и обилием известняков, неизменно встречались только водоросли и притом только те, которые в других местах Сибири известны лишь в докембрии.

Магматизм (обоснование возраста рифейской интрузии). В этом разделе приводится геологический материал для обоснования более широкого распространения на Сангилене рифейских гранитоидных интрузий, чем это ранее представлялось. Данные по составу пород мы ограничиваем мерой, необходимой для региональных сравнений.

На Сангилене основные и ультраосновные породы объединены в «актоврацкий» комплекс. В Западной и Северной Туве последний тяготеет к полям распространения кембрия. На этом основании был сделан вывод о кембрийском возрасте вмещающих толщ, в которых подобные массивы локализуются на Сангилене (в Чахыртойской, Агашской и Эмийской синклиналиях). Однако несомненно принадлежность к кембрию лишь интрузий Эрзинского или Южно-Тувинского гипербазитового пояса, связанного с Агардагским глубинным разломом. Пластовые и линзовидные тела этого пояса сложены только ультраосновными породами — серпентинитами, отчасти дунитами и перидотитами. Основные породы габбро-диоритового ряда образуют слабо развитую жильную серию, часть тел которых может принадлежать к корням кембрийских эффузивных покровов.

Иначе обстоит дело во внутренних частях Сангиленского нагорья (в Агашской и Эмийской синклиналиях), где развиты гиабиссальные мелкие массивы или группы жильных тел — диабазов, габбродиабазов и порфиритов диоритового состава. Гипербазиты (серпентинит, дуниты) образуют среди них редкие и более мелкие тела, представляющие обособления в основных породах. В связи с отнесением нами уланэргинской и чахыртойской свит к рифею возраст всех этих пород становится неопределенным и может оказаться как кембрийским, так и рифейским. По своему составу это основные породы, отличающиеся от гипербазитов Эрзинского пояса, что, однако, само по себе не доказывает их разновозрастности. Поэтому возраст ультраосновных и основных пород внутренних частей Сангиленского нагорья пока не установлен.

Значительно больше возможностей представляется ныне для выделения на Сангилене рифейских гранитоидных пород в связи с довольно четким отличием их от «таннуольских» и сходством с рифейскими интрузиями Северо-Восточной Тувы и Восточного Саяна.

Из гранитоидных пород, широко развитых на Сангилене, к рифейским (объединявшихся в Эрзинский интрузивный комплекс) прежде относились слюдоносные пегматиты, пегматоидные гранитоиды и некоторые мелкие пластовые тела гранитов, обуславливающих тонкую инъекцию и метаморфизм пород терригенного комплекса до гнейсов. Все эти тела из-за малых размеров и тесной связи с вмещающими породами не могли картироваться. Для того, чтобы графически подчеркнуть их присутствие

на геологических картах двухсоттысячного масштаба, выделено несколько (6—7) более крупных пластовых тел гнейсовидных биотитовых гранитов, залегающих в терригенном комплексе (три из них на северо-западе нагорья, в правобережной части низовьев р. Эрзин, и несколько более мелких на юге, в низовьях Дзоса и Дзайгал-гола), но и эти массивы относились к рифейским достаточно условно. Более уверенно относились к рифейским слюдоносные пегматиты и пегматоидные граниты, но не потому, что их возраст был более очевиден, а в силу явной невозможности связывать их с палеозойскими интрузиями Тувы. Вся же остальная масса крупных гранитоидных тел внутренних частей Сангиленена с большей уверенностью, но без убедительных доказательств относилась к палеозою (обычно к таннуольской интрузии).

Большинство интрузивных тел сложено резко преобладающими серыми, розовыми и красными гранитами. В зависимости от состава темноцветных здесь выделяются: биотитовые, двуслюдяные, реже — мусковитовые и биотитроговообманковые разновидности. Еще реже встречаются микроклиновые граниты и плагиограниты. Породы обычно разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых) и порфиоровидные. Гранодиориты, диориты (в том числе и кварцевые) и габбро — количественно подчинены гранитам. Они встречаются либо совместно с последними в том или ином массиве, связываясь между собой постепенными переходами, либо образуют обособленные тела. Все разновидности гранитоидов рассматривались как фациальные разновидности одной и той же магмы.

Диориты и габбро обнаруживают отчетливые признаки гибридного происхождения и обычно тяготеют к краевым частям сложных по составу массивов (и к разновеликим ксенолитам и остаткам кровли). При этом по северной окраине нагорья количество гранитов уменьшается за счет возрастания диоритов и габбро, образующих там довольно крупные поля. В результате, в целом, по строению и составу такие массивы напоминают типичные «таннуольские» интрузии кембрийской геосинклинальной зоны.

На геологических картах все разновидности пород таннуольского комплекса показывались раздельно. В последние годы установлено, что в большинстве случаев их условные обозначения не соответствуют тому или иному составу пород. Нередко в том или ином массиве оказываются в равной мере развитыми либо две-три разновидности, соответствующие различным условным обозначениям, либо устанавливается полное несоответствие состава пород с последними (массив на левобережье р. Сельбельдер в средней части нагорья, массивы в районе месторождений Кара-Адыр и Шукбюль, в окрестностях озера Кара-Холь и др.).

При выделении таннуольской интрузии составители карт уже имели опыт, накопленный при работе в кембрийской геосинклинальной зоне, где состав и особенности таннуольского комплекса были изучены удовлетворительно. Поэтому не удивительно, что большинство тел Сангиленена относилось к «таннуольским». Это особенно понятно, так как в то время (1955—1956 гг.) не было сложившегося представления о Сангилененской структуре, как о рифейской.

Вместе с тем А. В. Ильин и В. М. Моралев правильно подметили для западной части Сангиленена наличие трех широтных «полос» с разным общим составом интрузий и отмечали, что при сходстве интрузий трех основных участков района (полос) между ними намечаются и некоторые отличия. На севере района (северная полоса) преобладают породы граподиоритового и более основного состава, на юге (южная полоса) — граниты (в бассейне р. Тесхем с Тесхемским массивом порфиоровидных гранитов), а между ними интрузии бассейна правых притоков р. Эрзин (средняя полоса). Последние обладают промежуточными (между северными и южными интрузиями) признаками, что сближает последние

друг с другом и позволяет относить все эти породы к единому интрузивному комплексу. Рассматривая изученный район в целом, было установлено, что в направлении с севера на юг увеличивается роль пород кислого состава, одновременно уменьшается количество ксенолитов и появляются крупнозернистые порфириовидные разности.

Необходимо подчеркнуть, что к южной полосе относится большая часть Сангиленского нагорья, где действительно резко преобладают более или менее нормальные граниты.

Указанная смена состава была правильно подмечена, но неверно, как нам кажется, понята. С нашей точки зрения, эта смена отражает постепенное исчезновение к югу таннуольской интрузии при одновременном появлении более кислой рифейской. В северной полосе, захватывающей смежные части рифейской и кембрийской структур, видимо, действительно преобладает таннуольская интрузия с широким распространением в ней диоритовых и габбровых пород, в средней полосе более или менее равное значение имеют представители обеих интрузий, а в южной — почти полное, если не исключительное, развитие рифейской. Поэтому правильнее было бы говорить не о «промежуточном», а о смешанном характере интрузий средней полосы (по А. В. Ильину и В. М. Моролеву «интрузии правых притоков Эрзина»).

Этого не было сделано, и в результате, так сказать, «валовоосредненной» оценки состава интрузий средней зоны появилось неправильное понимание их как какого-то «промежуточного члена», связывающего интрузии северной и южной зон, а отсюда и о принадлежности всех их к единому интрузивному комплексу. Между тем авторам карты было известно, что еще пятью годами раньше В. Н. Серпухов и П. В. Коростин писали, что «характерной особенностью нагорья является наложение более молодых интрузий на более древние, проявленное чрезвычайно отчетливо и достаточно разнообразно. Часто молодые интрузии пронизывают более древние рядами обособленных даек, в других случаях они образуют целые серии штоков, даек и ветвящихся, подчас тончайших прожилков, наконец, иногда они как бы цементируют огромные ксенолитообразные участки древних пород, в результате чего получаются весьма своеобразные комплексные массивы, напоминающие циклопическую брекчию. Подобные явления наблюдались, например, в бассейнах среднего и верхнего течения рек Тарлышкынем и Солчер (правые притоки р. Тесь). Интрузии, показанные на карте тоннуольскими, в районе устья р. Эрзин являются на самом деле такими комплексными интрузиями с широким распространением в этих контурах древних докембрийских гранитоидов».

Существование подобных зон смешанных разновозрастных интрузий на стыке края более древней структуры с более молодой, кроме северной окраины Сангилена, известны на крайнем северо-востоке Тувы, в Восточном Саяне и в других местах, где интрузивные массивы более молодой структурной зоны на стыке с более древней, проникают в смежные края ограничивающей ее более древней и жесткой рамы. В частности стык Сангилена с кембрийской зоной особенно напоминает восточную часть Хамсаринского поля Восточного Саяна (Смирнов, Булдаков, 1962), где в краях рифейской рамы имеют место не две, а даже три разновозрастные интрузии, образующие по образному выражению В. И. Серпухова гигантскую циклопическую брекчию.

Не нужно доказывать, что такие зоны очень трудны для изучения и возрастного расчленения в них интрузий. Однако в случае с Сангиленом не это явилось главной причиной неверных выводов составителей карт. Основная причина заключалась в априорном признании главной роли байкальских движений (закончившихся, как известно, в кембрии) в оформлении Сангиленской структуры, из чего следовало и признание

широкого распространения кембрийской (таннуольской) интрузии как завершившей процесс этого тектонического оформления.

Принадлежность всех сопоставляемых регионов к одной рифейской структурной зоне очевидна из полного сходства стратиграфических разрезов докембрия, повсеместного несогласного соотношения с последним кембрия и существования между ними четко выраженного тектоно-денудационного перерыва, однозначно устанавливаемого также и в смежной с Сангиленом части Монголии, где верхний этаж содержит кембрийскую фауну. Эта часть Монголии для нас наиболее важна, поскольку она вместе с Сангиленом составляет единый массив древней консолидации, называемой нами вслед за Н. С. Зайцевым Тувинско-Монгольским. Не менее отчетливо устанавливается аналогичная тождественность развития Сангилен, Северо-Восточной Тувы и Восточного Саяна, причем в последнем гранитоиды рифейского комплекса датируются совершенно недвусмысленно — трансгрессивным перекрытием ряда его массивов нижним кембрием. На Восточном Саяне гранитоиды нормальной щелочноземельной магмы весьма разнообразны; в убывающем порядке здесь прослеживаются нормальные биотитовые граниты — серые и розоватые, часто с гнейсовидными фациями, биотит-рогообманковые граниты, гранодиориты (как и граниты часто резкопорфировидные), более редко встречаются граносиениты, сиениты, монцониты, лейкократовые граниты и совсем редко — аляскиты. Породы жильной фации представлены гранодиоритами, микрогранитами, диоритами и иногда аплитами; повсеместно распространены различные пегматиты — мусковитовые, двуслюдяные, а также ортотектиты и редкометалльные пегматиты. Рифейские гранитоиды Восточного Саяна обуславливают метаморфизм отложений протерозоя и мигматизацию, повсеместную в нижней слюдянской терригенной толще и выборочную в верхней толще зеленых сланцев с образованием в ней единичных гранитизированных зон. Гранитоиды представлены разновеликими массивами во всех стратиграфических членах докембрийского разреза.

Из этой краткой характеристики следует, что рифейские гранитоиды достаточно резко отличаются от гранитоидов таннуольского комплекса кембрийской геосинклинальной зоны. Характерно, что и в рифейском складчатом поясе Восточных Саян «таннуольские» гранитоиды встречаются редко, проникая только в самые края рифейской рамы.

При полной геологической аналогии Восточного Саяна и Сангилена естественно ожидать и в последнем такого же геосинклинального гранитоидного комплекса рифейского магматического цикла, вокруг которого так давно не прекращается дискуссия. Иначе говоря, следует предполагать и на Сангилене столь же широкое распространение рифейских интрузий, пока, однако, показываемых на геологических картах только единичными телами. В пользу этого свидетельствует наличие гальки разнообразных гранитоидов в нижнекембрийских отложениях Сангилен, докембрийский метаморфизм протерозойских отложений и их мигматизация, состав интрузивных тел, не характерных для таннуольского комплекса, к которому они пока относились. Широкое распространение на Сангилене рифейских гранитоидов ныне можно считать доказанным всей совокупностью геологических данных, среди которых данные по сопоставлению с остальными частями рифеид весьма существенны. Необходимо выделить по вещественному составу, а также металлогенической и петрохимической специализации из «таннуольского» комплекса Сангилен породы, аналогичные породам этого возраста других регионов рифейской зоны и прежде всего района Восточного Саяна как наиболее изученного.

При таком выделении наиболее убедительными должны явиться некоторые особенности, сближающие рифейскую интрузию Сангилен

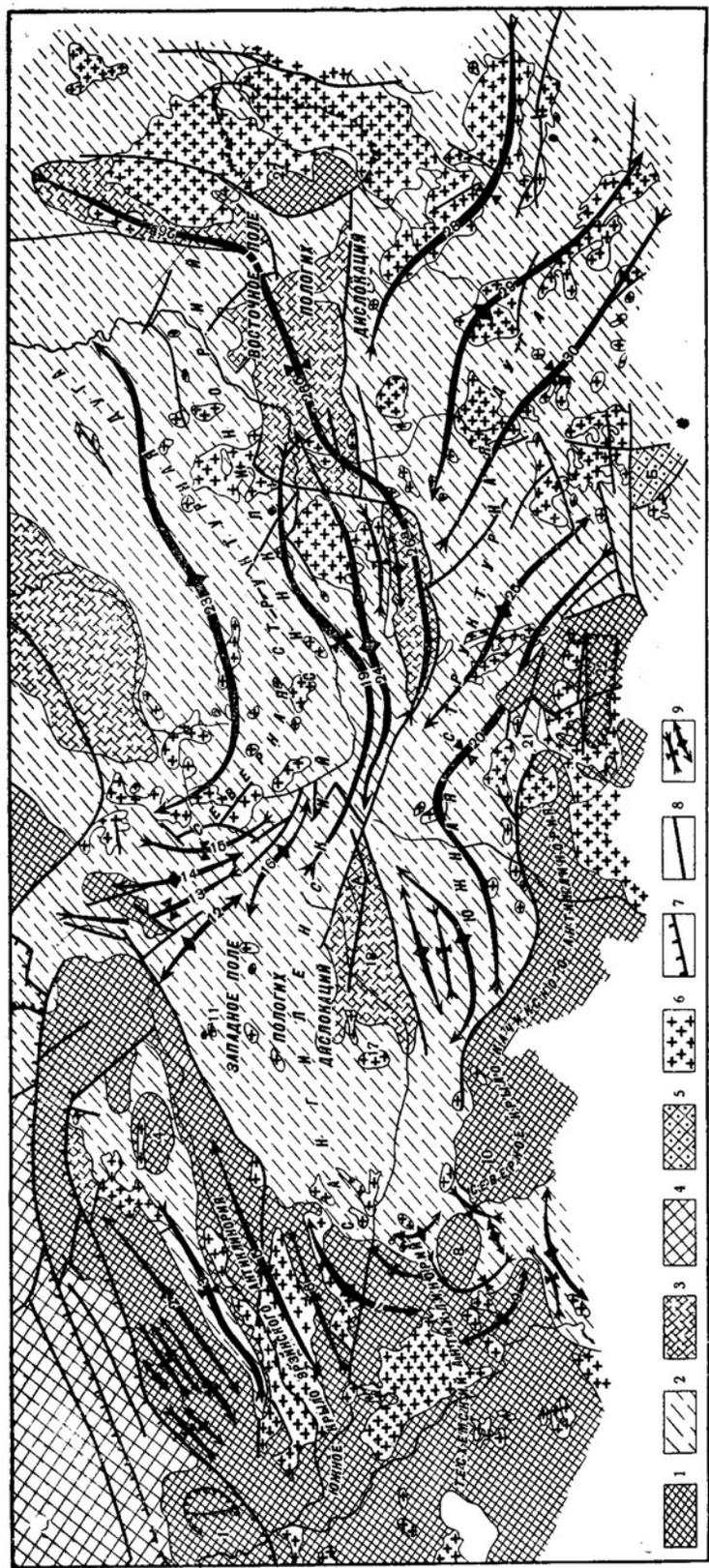
с Восточно-Саянской, отличающейся от интрузии других возрастов своей металлогенической специализацией и пегматитообразованием. Пегматиты разных типов распространены в ней чрезвычайно широко, причем среди них развиты и характерные только для этой интрузии редкометалльные пегматиты. То же имеет место и на Сангилене, где, помимо слюдяных пегматитов и ортотектитов, довольно широко развиты такие же по составу и строению редкометалльные пегматиты. Ранее эти последние бездоказательно (и поэтому безуспешно) относились к любому возрасту — кембрийскому, девонскому и даже к верхнепалеозойскому и мезозойскому, но только не к рифею.

Известные затруднения вызывают выделение рифейских гранитоидов в двух северных полосах Сангилене, севернее долины р. Эрзин, где очевидно присутствие и таннуольских тел, где тектоническая обстановка наиболее сложна и где интрузивные породы относительно менее изучены. На остальной, значительно большей части Сангилене к рифею должны быть отнесены прежде всего не вызывающие сомнений тела западной части нагорья, расположенные к югу от р. Эрзин (Тесхемский массив, его ответвления и зоны мигматизации), а также большинство тел восточной части нагорья. Впрочем некоторые из них, непосредственно не изучавшиеся нами, из осторожности не получили определенной индексировки и выделены с индексом рифея под вопросом, как гранитоидные массивы не вполне определенного возраста. Однако последними работами геологов ИМГРЭ (С. П. Гавриловой и В. Г. Хрюкина), а также Я. Д. Шенкманом и В. Ф. Полкуновым на большом количестве примеров из более восточных частей Сангилене подтверждены прежние данные В. А. Кузнецова и А. В. Ильина о конкордантности этих тел, их тесной связи со складчатыми структурами докембрийских толщ и подчиненности формы тел структуре вмещающих толщ, которой соответствует и внутренняя структура массивов гранитоидов. Эти связи достаточно определенно указывают на рифейский возраст последних, такой же, как возраст складчатых дислокаций докембрия.

В итоге (фиг. 3), к рифею приходится относить не только небольшие согласные, линейно вытянутые тела огнейсованных гранитов и пегматитов западной части Сангилене, размещенных в нижнем терригенном комплексе, но и многочисленные гранитоидные массивы других частей нагорья, расположенные в более молодом карбонатном комплексе, где они имеют несколько более независимую от вмещающих пород форму.

Морфологическое различие тел в терригенном и карбонатном комплексах определяется как литологическим, так и стратиграфическим контролем. Терригенная толща как первично более тонкослоистая и более пластичная благоприятствовала тонкой инъекции и ее густому насыщению магматическим материалом. Двигавшаяся из глубин магма сравнительно легко проникала в эту толщу и образовывала не только крупные тела, но и рассредоточивалась в виде зон инъекций. Это в первую очередь относится к тектонически ослабленным участкам — местам переходов от Сангиленского синклинория к Тесхемскому и Монгольскому антиклинориям, испытавшим к тому же и наибольший подъем. В согласии с данными А. В. Ильина и В. М. Моралева, можно полагать, что в сторону внутренних частей Сангиленского синклинория насыщение магматическим материалом ослабевает. Это можно наблюдать по двум, отмеченным выше, примерам — на юге в бассейнах рек Ара-булак, Дзай-гал-гол, Церигин-гол и на севере по долине р. Эрзин.

Вышележащий карбонатный комплекс с его массивными и жесткими породами служил своего рода экраном, задерживающим площадное движение магмы вверх, прорывавшейся поэтому в местах наименьшего сопротивления и образовывавшей более компактные массивы, также



Фиг. 3. Схема размещения наиболее крупных интрузивных тел верхнерифейского магматического цикла в структуре нагорья Сангилен. Составлена Е. Н. Алтуховым и А. Д. Смирновым по материалам А. В. Ильина и др. и собственным данным, 1964 г. Зона рифейской складчатости, нижний структурный ярус.

1 — терригенный комплекс Рт fr, 2 — карбонатный комплекс Рс, 3 — сланцево-карбонатный комплекс Рсс. Верхний структурный ярус; 4 — зона интенсивного проявления нижнекембрийской (салаирской) складчатости; 5 — наложные: А — Нарынский и Б — Хусунтодский грабены, выполненные кембрийскими отложениями во внутренних частях рифейского массива; 6 — интрузии рифейского магматического цикла; 7 — зона Агардагского (Южно-Туванского) глубинного разлома; 8 — прочие разрывные нарушения; 9 — оси линейных складок

Цифры на карте: 1 — Тарлашкынская антиклиналь, 2 — Уларская антиклиналь, 3 — Чагусская синклиналь, 4 — Удунская антиклиналь, 5 — Чинчилдигская антиклиналь, 6 — Эрэкская синклиналь, 7 — Хандейская антиклиналь, 8 — Мотонская антиклиналь, 9 — Чаганская антиклиналь, 10 — Турельчинская антиклиналь, 11 — Чаргыская антиклиналь, 12 — Харганская антиклиналь, 13 — Пучунская синклиналь, 14 — Кара-Адырская антиклиналь, 15 — Сольобдерская синклиналь, 16 — Балыктыгемская антиклиналь, 17 — Кутайнагская антиклиналь, 18 — Нарынская синклиналь, 19 — Сайлыкская синклиналь, 20 — Таргинская синклиналь, 21 — Церитингольская синклиналь, 22 — Даайганская синклиналь, 23 — Каргинская антиклиналь, 24 — Чингинская антиклиналь, 25 — Цзайгальская антиклиналь, 26 — Срединная синклиналь, а — Чахартойская синклиналь, б — Агашская синклиналь, в — Эмийская синклиналь, 27 — Тайриская антиклиналь, 28 — Борукхемская синклиналь, 29 — Кыс-Гарыская антиклиналь и 30 — Каргере-Дабанская синклиналь

заметно приспособленные к тектоническим формам (например, Кыстарысский массив). В карбонатном комплексе максимально насыщены телами гранитоидов верхние горизонты антиклинальных складок северной и южной структурных дуг, в особенности в восточном неполном замыкании синклиория, где терригенный комплекс вскрыт слабо; иначе говоря, насыщение интрузиями приурочивается к зонам растяжений. Инъекции проникают в этот комплекс лишь местами, например, поля жильных тел гранитов и ортогекситов довольно часты как в северной (в истоках р. Балыктыгхем), так и в южной структурных дугах.

Стратиграфический контроль обуславливается более высоким положением в разрезе карбонатного комплекса, до которого достигли меньшие порции магмы. Верхнего, сланцево-карбонатного комплекса, развитого по преимуществу во внутренних частях синклиория, она достигала с еще большим трудом, поэтому в нем встречаются только редкие мелкие массивы.

Рассмотренные особенности морфологического проявления рифейской интрузии специфичны не только для Сангиленского нагорья, а являются общими для всей рифейской зоны юга Сибири, характеризующейся однообразием геологических процессов и, в частности, однообразием типа строения и литологии разрезов докембрия. Поэтому и на Восточном Саяне рифейская интрузия проявилась совершенно аналогичным образом. Ее инъекционная форма характерна там также для нижней терригенной (слюдянской) толщи; в верхние же толщи инъекции проникают лишь местами, и их место занимают более компактные интрузивные массивы.

На фоне общей картины неравномерного по площади эрозионного среза Сангиленского нагорья отчетливо видно, что наибольшее количество более кислых гранитоидов и, в частности, нормальных гранитов и пегматитов встречается в наиболее глубоких, ныне вскрытых эрозией стратиграфических горизонтах. Самый глубокий эрозионный срез отвечает антиклинорным структурам и их погружениям в Тесхемском и Монгольском антиклинории. Нижний терригенный комплекс в современном срезе здесь значительно обнажен, а поэтому вскрыты зоны инъекций и наиболее кислые и более однородные по составу гранитоидные породы с их слюдяными пегматитами, т. е. образования более глубинные по отношению к тем же интрузивным породам, сформировавшимся в ближе расположенном к поверхности карбонатном комплексе. Относительная гипабиссальность интрузий в последнем выражена в большей пестроте состава гранитоидов, в появлении гибридных разновидностей и, наконец, в исчезновении высокотемпературных пегматитов, замещающихся более низкотемпературными редкометальными. Генетическая связь слудоносных и редкометальных пегматитов, их одновозрастность и принадлежность к одной и той же материнской гранитоидной интрузии несомненны, но одновременно разобщенность в пространстве этих двух типов (точнее вертикальная разобщенность по разрезу) весьма отчетливо подчеркивается различным по глубине эрозионным срезом; слудоносные пегматиты Сангилены приурочены только к нижнему, а редкометальные к среднему стратиграфическому комплексу.

О величине эрозионного среза северного крыла Сангиленского синклиория, в особенности части его, граничащей с зоной глубинного Агардагского разлома, судить пока трудно из-за более слабой изученности, а также сильной нарушенности этого крыла последующими обновлениями зоны разлома с появлением таннуольской интрузии. Очевидно лишь, что это крыло синклиория (точнее, оставшаяся приподнятой по разлому часть смежного с севера антиклинория) уже в кембрии подвергалось интенсивному разрушению вплоть до вскрытия первых, более высоко проникших рифейских интрузивных массивов.

Карбонатные и другие породы среднего комплекса известны здесь лишь севернее, уже за пределами собственно Сангиленга.

Тектоника (об общих особенностях дислокаций). Морфологическая тектоника внутренней структуры Сангиленского нагорья по отдельным его частям неоднократно описывалась при геологическом картировании; ее сводное описание дано в объяснительных записках к геологическим картам и в общем подтвердилось нашими исследованиями¹.

Большая часть нагорья отвечает обширному Сангиленскому синклинорию, выполненному двумя верхними стратиграфическими комплексами. Его внешний контур четко маркируется светлыми карбонатными породами среднего комплекса; на западе синклинорий плавно, но довольно быстро переходит в сменяющий его по простиранию соизмеримый с ним Тесхемский антиклинорий, глубоко эродированный и сложенный ныне только терригенным комплексом. В восточном направлении синклинорий быстро расширяется и уходит в Прикосоколье Монголии, причем еще в пределах Сангиленского нагорья, близ его восточной границы, синклинорий осложняется поперечным перегибом, отделяющим его от самой восточной Прикосокольской части.

С юга и севера синклинорий сопрягается с соизмеримыми с ним антиклинориями, соответственно с Качикским и Эрзинским; первый уходит в пределы Монголии, а второй обрывается зоной глубинного Южно-Тувинского (Агардагского) разлома. Общее направление всех этих структур первого порядка широтное — субширотное, основные простирания внутренних складчатых форм в синклинории и во фрагментах смежных антиклинориев различны; в Эрзинском антиклинории — северо-восточные, в Качикском — более широтные. Все это подчеркивает единство общего структурного плана и тесную генетическую и возрастную связь основных тектонических структур нагорья, особенно ясную в переходе Сангиленского синклинория в Тесхемский антиклинорий, где с предельной отчетливостью выражено центроклинальное замыкание синклинория в виде плавной дуги, сопровождающейся по обе стороны более мелкими внутренними складками. Примечательно и то обстоятельство, что при довольно густой насыщенности всего поля нагорья разрывами они практически отсутствуют на этом плавном центроклинальном замыкании синклинория, весьма напоминающем в этом смысле, например, центроклинальное замыкание Окинского синклинория Восточного Саяна.

Вместе с тем при общем единстве структурного плана довольно резко выступают различия типа пликативных дислокаций и их размеров в антиклинориях и синклинории или, что равнозначно, в терригенном и карбонатном комплексах. В терригенном комплексе антиклинориев развиты мелкие, до мельчайших, складочки, обычные для изоклинально смятых тонкослоистых серий. С этим, очевидно, связана их повышенная проницаемость, способствующая появлению густых зон магматических инъекций, одновозрастных с вмещающими их пликативными структурами, причем без образования в последних сколько-нибудь значительных видимых разрывов. Складчатые формы этого типа и зоны инъекций развиты всюду в зоне сопряжения Тесхемского антиклинория с Сангиленским синклинорием и отчасти в намечающемся восточном его замыкании на меридиане истоков бассейнов р. Эми. Вдали от этих замыканий, т. е. в субширотных крыльях смежных антиклинориев породы терригенного комплекса менее дислоцированы и образуют более простые изометричные куполовидные формы; соответственно с этим магматические инъекции постепенно редкуют, а поэтому падает и общий метаморфизм вмещающих пород.

¹ В дальнейшем изложении мы в большинстве случаев сохраняем собственные названия отдельных пликативных и разрывных структур, данные А. В. Ильиным и М. В. Моралевым.

В отличие от этого, в карбонатных породах Сангиленского синклинория ведущей формой дислокаций являются относительно крупные, линейно протяженные складки, более интенсивно нарушенные внутренними, также сравнительно малоамплитудными разломами. Положение складок в пространстве (фиг. 3) довольно прихотливое, но подчиняющееся определенному плану расположения двух основных, обращенных выпуклостью друг к другу структурных дуг («южной» и «северной»). Внутри последних частные складки имеют преимущественно круто поставленные крылья (местами с признаками запрокидывания) и осложнены более мелкими складками, что наиболее очевидно, например, в таких крупнейших складках, как Хандейская и Кыстарысская антиклинали. В пределах дуг мелкие складки, возникающие на крыльях крупных, почти повсюду сопровождаются разрывами с явлениями надвигания и местными сдвиганиями горизонтов тех или иных частей общего разреза. Теми же особенностями дислокаций отличаются и синклинальные складки структурных дуг, причем в створах их расхождения обособляются участки, названные нами «полями пологих дислокаций», в которых пликвативные формы оказываются принципиально иными. В карбонатном комплексе здесь развиваются сундучные и куполовидные складки с умеренными падениями крыльев, переходящие в флексуры, местами же слои залегают и субгоризонтально на довольно значительных площадях.

Различие в типах складчатых дислокаций карбонатного и терригенного комплекса естественно связано с их литологическими особенностями (по старой терминологии с разной их компетентностью), причем совершенно очевидно существование дифференциальных межпластовых скольжений и срывов по разделу этих двух нижних комплексов. Последнее в свою очередь объясняет и часто встречаемую на их границе дисгармонию, обычно принимавшуюся за первичное несогласие или секущие разломы. Однако многие показывавшиеся на геологических картах разломы между этими комплексами никак нельзя относить к секущим. Это результат скольжения, срывов и дисгармоничного смятия по границе комплексов различного состава, но при сочетании этих явлений подобные границы и на местности, а тем более при дешифрировании контактной печати дают четкий раздел, истолковывавшийся как линии выхода на поверхность разлома.

Изучая пликвативные дислокации Тесхемского антиклинория и крыльев Эрзинского и Качикского, а также план их расположения, можно сделать вывод (как это уже отмечал А. В. Ильин), что первый из них представляет собой крупный узел сходящихся на западе складок. Это схождение не отличается структурной простотой, и отдельные складки, особенно принадлежащие крылу Эрзинского антиклинория, не исчезая, уходят далеко в глубь Тесхемского антиклинория. Сужение и выклинивание в западном направлении синклиналей антиклинория, выполненных карбонатным комплексом, обусловливается не столько сближением разделяющих их антиклиналей, как это считал А. В. Ильин, сколько тем, что Тесхемский антиклинорий более глубоко эродирован (видимо, вследствие более высокого своего топографического положения в додевонское время) по сравнению с расположенными к востоку от него крыльями смежных антиклинориев и тем более Сангиленского синклинория. Иначе говоря, складки, переходящие в антиклинорий из синклинория, оказались разрушенными еще перед девоном и от них остались лишь более глубокие их части, сильно осложненные интрузивными телами. Можно, однако, утверждать, что складки крыла Эрзинского антиклинория без каких-либо отсекающих их разрывных нарушений или иных тектонических осложнений непосредственно уходят внутрь Тесхемского антиклинория и, что последний вместе с крылом Эрзинского антиклинория структурно составляют единое целое. Несколько иначе происходит

сочленение Тесхемского антиклинория с крылом Качикского антиклинория, располагающееся в пограничной с Монголией полосе. Здесь, близ центроклинального заворота Сангиленского синклинория, складки, составляющие Тесхемский антиклинорий, следуют за этим заворотом и в южных своих частях имеют юго-восточное простирание (например, ведущая для этих мест Цаганская антиклиналь); к востоку же эти складки погружаются и незаметно сливаются с прогнутой зоной урочища Хушештин-Скобы, которая отделяет Тесхемский антиклинорий от крыла Качикского. В смежной части последнего ведущие простирания оказываются северо-восточными, т. е. поперечными к Цаганской антиклинали и другим ближайшим к ней складкам Тесхемского антиклинория.

Крыло Качикского антиклинория заходит на Сангилен, видимо, своей небольшой частью, представляющей собой одну общую дугу, выпуклую к северу и состоящую из ряда брахиформных складок с ведущим северо-восточным простиранием на ее западном фланге и северо-западным на восточном. Эта дуга составляет часть более крупной «южной структурной дуги» нагорья, которая лучше всего выявляется в складчатых дислокациях карбонатного комплекса, в собственно Сангиленском синклинории. При этом необходимо подчеркнуть тесную структурную связь дислокаций крыла антиклинория и синклинория, входящих в южную структурную дугу, что видно из совпадения основных направлений их дислокаций и особенно подчеркивается переходами частных складок из синклинория в крыло Качикского антиклинория. Все это указывает, что южная структурная дуга нагорья как единое целое является общей для синклинория и для Качикского антиклинория.

Уже при беглом знакомстве с внутренним планом дислокаций Сангиленского синклинория бросаются в глаза участки двух различных типов дислокаций — упоминавшиеся северная и южная структурные дуги, тесно сближенные своими выпуклыми в разные стороны частями с крупными линейными достаточно сжатыми складками и сравнительно более простые сундучные и брахиантиклинальные складки с причудливыми контурами. Последние расположены на обширных западном и восточном полях пологих дислокаций, размещенных между расходящимися флангами дуг и центроклинальными (полным на западе и неполным на востоке) замыканиями синклинория.

Обе структурные дуги сложены породами среднего карбонатного комплекса, равно как и большая часть полей пологих дислокаций, расположенных между расходящимися флангами дуг — более длинным и плавно загибающимся восточным и более коротким и круто загибающимся западным. Между дугами четко выделяется продольная по отношению к ним синклинальная зона, состоящая из цепочки крупных синклиналей — Нарынской, Чахыртойской, Агашской и Эмийской, разделенных поперечными перегибами; эта полоса объединена нами под названием «срединная синклиналь» Сангиленского синклинория. Ядра указанных четырех синклиналей выполнены отложениями верхнего сланцево-карбонатного комплекса, а приподнятые перегибы между ними — породами карбонатного. Наиболее западная Нарынская синклиналь находится целиком между западными флангами дуг, т. е. принадлежит к западному полю дислокаций сундучного и брахиформного типа. Средняя Чахыртойская — расположена между дугами в месте их максимального сближения (синтаксиса), поэтому наиболее сложно дислоцирована — сдавлена и сильно нарушена разломами. Две восточные синклинали — Агашская и Эмийская — подобно Нарынской расположены большими своими участками внутри поля более слабых дислокаций — восточного межфлангового поля.

Как во всякой древней складчатой области, на Сангилене наблюдается большое количество разновеликих и разноориентированных разрыв-

ных нарушений, образующих густую сеть, сильно маскирующую гликативные дислокации. На тектонической схеме нами показана лишь часть этих разломов — наиболее крупные по амплитуде и протяжению, имеющие структурное значение, т. е. заметно нарушающие пликативные структуры или располагающиеся в пространстве так, что они подчеркивают общий структурный план или, наконец, ограничивающие те или иные крупные структуры. Среди этих разломов прежде всего выделяется зона краевого Агардагского глубинного разлома.

Большая часть разломов во внутреннем поле Сангиленга, часть которых тоже относится к глубинным, обнаруживают упорядоченность в пространственном распределении, вписываясь в его общий структурный план. Они распределяются в две основные группы, пространственно между собою не связанные, — северную и южную.

Зона Агардагского глубинного разлома является краевой, резко ограничивающей северный край Сангиленской рифейской структуры от кембрийской геосинклинальной системы Тувы. Зона ориентирована в северо-восточном направлении и с одной стороны уходит на юго-запад в Монголию, где она, сохраняя свое краевое значение, встречается под углом с широтным Хангайским разломом. В восточном направлении зона, по-видимому, сужаясь, находит свое продолжение в мощном разломе, который в истоках р. Брень в виде ломаной линии поворачивает на северо-запад и теряется как непрерывная линия на левобережье Каа-Хема. Лучше всего зона выражена в полосе кембрийских отложений по контакту с терригенным комплексом протерозоя, к северу же от него, внутри кембрийских отложений Шурмакского разреза, она представлена серией разрывов. Сложная дислоцированность кембрия, его крутое падение в зоне разлома вплоть до вертикального и слабая запрокинутость свидетельствуют об общем надвигании протерозойских масс Сангиленга в северном направлении уже в посленижнекембрийское время. Первичную ширину зоны разлома здесь в настоящее время определить трудно, поскольку она осложнена и замаскирована гранитоидной интрузией; вероятно, в прошлом в бассейне р. Шурмак она была шире.

Заложение Агардагской зоны еще в докембрии очевидно по ряду признаков. Об этом свидетельствуют мощные базальные валунные конгломераты основания кембрия, содержащие все докембрийские породы, а также огромные мощности кембрийского разреза, много большие, чем за пределами зоны, что приводит к выводу о существовании на месте зоны резко выраженного шовного рва; резко граничившего с разрушавшейся сушей. Этот ров являлся в начале кембрийского периода ареной наиболее интенсивного вулканизма, указывающего на большую проницаемость разлома и его глубокое заложение. Глубинность подчеркивается и приуроченностью к этой зоне Эрзинского гипербазитового пояса, а также продолжительной тенденцией к подвижности, сохранявшейся в течение почти всего палеозоя.

В целом Агардагская зона краевого глубинного разлома является составной частью системы разломов, сохраняющей на северо-востоке Тувы и в Монголии то же значение, как граница между рифейскими структурами и возникшей при их обрушении (погружении) кембрийской геосинклиналью.

Во внутреннем поле Сангиленга наиболее четко выражена группа разломов, вписывающаяся в общий структурный план и приуроченная к границам структурных дуг и в особенности к границам их флангов с межфланговыми полями пологих дислокаций. Границы этих полей с флангами дуг осложнены системами разломов, рассекающих докембрийские отложения вплоть до верхнего сланцево-карбонатного комплекса включительно. Особенно четко такое тектоническое ограничение выражено для западного поля, где пограничные разломы.

расходятся в западном направлении от места схождения структурных дуг на две ветви конформно с границами самого поля. Одна из ветвей прослеживается в северном направлении в бассейнах Сольбельдера, верхнего течения Балыктыгхема и истоков Эрзина, где она осложняет западный фланг северной структурной дуги, не распространяясь сколько-нибудь на окраину западного поля пологих дислокаций. На севере эта ветвь при некотором затухании смыкается с продольными разломами северного крыла Эрзинского антиклинория и с восточной частью Агардагской зоны краевого глубинного разлома. Вторая ветвь уходит в западном направлении и ограничивается составляющими ее частными разломами только Нарынскую синклиналь. Таким образом, обе ветви образуют сопряженные зоны разломов, направление которых конформно со смежными с ними краями западного поля. Таков же непрерывный разлом, прослеживающийся в левобережной части р. Эрзин по границе крыла Эрзинского антиклинория с тем же западным полем. Все эти разломы относятся к сбросо-надвиговому типу — в них сочетаются сбрасывание крыльев, ближайших к контурам западного поля, с надвиганием на них тыловых крыльев.

Надвигание масс по разломам в сторону западного поля в общем не носит резко выраженного характера, имея относительно небольшую амплитуду горизонтального смещения к западу или северу, определяющуюся на примере Пучукской и Сольбельдерской синклиналей (северная ветвь), порядка сотен метров. Более четко надвигание проявлено в месте соприкосновения структурных дуг в правобережной части долины р. Балыктыгхем. Очевидно, что сам факт максимального сближения дуг и их встречно направленные выпуклости уже предопределяют встречные надвигания масс карбонатного комплекса. Это позволяет предполагать здесь вероятность надвигания довольно значительного масштаба.

Поле сгущения разрывных дислокаций выделяется и на юге Сангилене в бассейне рек Хусуин-гол, Дзос, Дзайгал-гол и Церигин-гол. К этой же группе относится и единственный разлом, прослеженный на запад от Церигин-гола до р. Ара-Булак. Вся эта система разноориентированных разломов приурочена к зоне сочленения Сангиленского синклинория с северным крылом Качикского антиклинория. Последний испытывает здесь погружение и одновременный заворот к югу. Система эта состоит из отдельных коротких, прямолинейно вытянутых или слабо изгибающихся частных разломов продольных, поперечных и кососекущих, проникающих и в терригенный комплекс. Но насколько можно судить по их преимущественной короткой длине и отсутствию по ним стыков разновозрастных комплексов, они являются такими же малоамплитудными, как и вообще большинство коротких разломов внутри нагорья. Так, даже более крупные секущие разломы по краям Хусуингольского грабена сбрасывают кембрийские отложения лишь на первые сотни метров, причем грабен постепенно выклинивается в южном направлении, что уже заметно близ монгольской границы.

При характеристике тектоники Сангилене авторы почти полностью опустили описание морфологии конкретных частных структур как пликативных, так и разрывных.

Однако, рассматривая общий структурный план Сангилене, т. е. пространственное размещение в нем всей совокупности пликативных и разрывных дислокаций с учетом особенностей упомянутых частных структур, все же следует обобщить главные черты тектонического строения нагорья, для которых характерно:

1. Плавное сочленение Сангиленского синклинория с Тесхемским антиклинорием и осложнение продольными, а местами и секущими разломами первично плавного перехода последнего к Качикскому и Эрзинскому антиклинориям.

2. Внутренняя структура этих тектонических единиц первого порядка характеризуется сочетанием линейных складок и овальных или изометричных брахиформ как синклинальных, так и антиклинальных. Брахиантиклинали, близкие по форме к сундучному типу, разделяются обтекающими их узкими, часто сжатыми синклиналиями и лишь в единичных случаях пологими блюдцеобразными синклиналиями.

3. Более сложные внутренние дислокации в линейных складках и в брахиформах, сложенных нижним терригенным комплексом; крупные складки осложнены разновеликой гофрировкой и мелкими складками. В двух верхних, существенно карбонатных комплексах, хотя и наблюдаются мелкие осложняющие складки — складки волочения, складки течения, явления будинажа, внутренняя дисгармония, но, в отличие от нижнего комплекса, все эти явления развиты далеко не всюду, пространственно тяготея к зонам разлома и генетически связываясь с ними. Одновременно характерно, что упомянутые явления количественно более часты и обычны, чем тектонические брекчии. Очевидно, что мелкие дополнительные складки и будинаж (даже в таких породах, как грубые графитовые мраморы) свидетельствуют о том, что породы находились в известной мере в пластическом состоянии на значительной глубине и в условиях интенсивного поля тектонических напряжений.

4. В обоих крыльях Сангиленского синклинория местами проявлены явления дифференциального срыва карбонатного комплекса и скольжения его по терригенному; иногда подобные срывы встречаются и внутри карбонатного комплекса. Естественно, что такие срывы сопровождаются дисгармонией, которая, как указывалось, часто принималась за первичное угловое несогласие.

5. Во внутренней структуре Сангиленского синклинория развиты два пространственно достаточно четко обособленных типа пликативных дислокаций — линейные складки и брахиформы. Линейные складки образуют две, обращенные выпуклостью навстречу друг другу и тесно сходящиеся структурные дуги. Каждая дуга состоит из нескольких составляющих ее антиклиналей и синклиналей. Более простые формы складок — брахискладки, обычно близкие к сундучным, а также флексуры, — характеризуют поля, расположенные между расходящимися флангами дуг — западное и восточное, расходящиеся клиньями от места их смыкания, образуют своего рода синтаксис средних частей дуг.

6. Вся система наиболее крупных разрывных нарушений пространственно совпадает, с одной стороны, с зонами сочленения дуг и межфланговых полей, как это особенно четко видно в случае сочленения дуг с западным полем, а с другой — приурочивается к периклинальному замыканию западного конца Качикского антиклинория. Это замыкание распространяется в пределах Сангиленского от р. Церигин-гол до верхний Хусуин-гола. Система разломов захватила главным образом карбонатные породы крыла синклинория и, несомненно, является отражением общего, более глубоко уходящего разлома по границе синклинория и Качикского антиклинория. Этот разлом наиболее интенсивно проявлен на западном периклинальном замыкании последнего и затухает в протерозойских комплексах в районе верхний Ара-Булака.

7. Конфигурация разломов, их пространственное размещение и тесная связь с пликативными дислокациями, их вписывание в общий структурный план, указывают если не на одновременный, то на близкий возраст системы разломов и складчатых дислокаций. Поскольку возраст складчатых дислокаций является рифейским, то и время заложения разломов, очевидно, падает на рифей. При этом поскольку в геосинклинальных областях разрывные дислокации начинают проявляться в конце складчатого процесса или вслед за ним (например, как это нами отмечено, в рифейской зоне Восточных Саян, имеющих много общего в

древних этапах геологической истории с Сангиленом), то логично принимать, что система разломов Сангиленена была заложена и в основном оформлена в конечные этапы геосинклинального складкообразования. К началу палеозоя структура Сангиленского нагорья была уже спаяна рифейской интрузией и представляла достаточно жесткую массу, которая в последующие тектонические циклы могла лишь дробиться. В палеозое таких циклов было не менее двух, из них наиболее сильный — кембрийский — связан с заполнением кембрийской геосинклинальной зоны Тувы и складчатостью в ней. Однако собственно на Сангилене кембрийские движения проявились весьма слабо, что особенно хорошо видно и на Монгольской части нагорья с ее более развитым, чем на Сангилене, кембрием, но и там изредка образующим плоские пологие мульды, очень слабо или даже вовсе не нарушенным, в том числе и разломами. На Сангилене кембрийские отложения сохранились только в двух относительно мелких грабенах — Нарынском и Хусуингольском, где они оборваны ограничивающими грабены разломами, причем последние вписываются в наиболее густые и мощные зоны явно рифейских разломов. Отсюда очевидно, что в кембрийском тектоническом цикле возникновение разрывов происходило в результате некоторого оживления древних разломов, т. е. унаследованно — главным образом, по прежним тектоническим швам и имело ясно выраженный глыбовый характер с относительно мелкими по масштабам глыбовыми дифференциальными подвижками на фоне уже существовавшей жесткой глыбовой структуры.

План расположения рифейских дислокаций достаточно ясно указывает на глыбовый характер тектоники в фундаменте протерозойской геосинклинали. Рифейские складки как линейные, так и брахиформные, и особенно их размещение в пространстве, дают картину блокового строения фундамента (очевидно архейского), который «просвечивает» сквозь план складчатых дислокаций. Очевидно, можно принимать наличие соответствующих относительно приподнятых блоков фундамента в основании межфланговых полей (западного и восточного), положение которых в пространстве и их первоначальные контуры определили не только форму этих полей, но и образование структурных дуг. Существованием таких приподнятых блоков объяснимы и слабые дислокации в их покрове, т. е. в западном и восточном полях, где ведущим типом оказываются брахиформы, близкие к коробчатым, и флексуры — формы, свойственные тектонике покрова (германотипные по старой терминологии, штамповые — по новой). Еще более приподнятым блокам фундамента, по-видимому, обязано образование антиклинорий, окружающих Сангиленский синклиорий. Во всех этих структурах протерозойских комплексов первого порядка в свою очередь просвечивает даже внутреннее дифференциальное дробление крупных блоков на более мелкие при их дифференцированных вертикальных перемещениях. С последними приходится связывать частные брахиантиклинальные формы в межфланговых полях синклиория и в антиклинориях, а относительно узкие синклинальные зоны между ними — с межблоковыми разломами. Основная система рифейских разломов, приуроченная главным образом к зонам сочленения структурных дуг с межфланговыми полями и с краевыми частями синклиория и антиклинорием, наблюдалась нами только в протерозойских комплексах (т. е. в «покрове», лежащем на более древнем фундаменте). Из сказанного выше очевидно, что она является лишь поверхностным выражением разломов, ограничивающих более древние блоки фундамента. В этом смысле картина в целом оказывается довольно близкой к структурам типа Минусинских впадин с той лишь разницей, что в последних при меньшей мощности покрова штамповый тип дислокаций проявлен еще более резко, чем на Сангилене.

В заключение следует особенно подчеркнуть, что то или иное положение по вертикали отдельных блоков фундамента Сангилена и их конфигурация являются основным фактором, определяющим остальные, по существу производные от него, формы контроля пространственного размещения пегматитов. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже, в специальном разделе настоящей работы.

ЗАПАДНЫЙ ХАМАР-ДАБАН

Под названием Западный Хамар-Дабан понимается глубоко расчлененное нагорье, протягивающееся из Монголии от восточных окраин оз. Косогол на восток до устья р. Снежной. С севера Хамар-Дабан окаймлен системой молодых тектонических впадин широтной долины Иркутка, а на юге незаметно сливается с пониженным рельефом бассейна Селенги; в свою очередь на нагорье наложена крупная внутренняя Тункинская впадина, ограниченная с севера цепью так называемых Тункинских Альп. Северный склон нагорья, выступающего между глубокими котловинами Байкала, Косогола, Иркутка, Джиды и Селенги, подчеркивается течением рек на север в долину Иркутка, а южный в Селенгу. Сток в Байкал определил субширотное и северо-восточное направление рек в восточной части Хамар-Дабана и ее расчленение на систему эрозионных отрогов (кряжей) при отсутствии здесь единого водораздела. Последний четко выражен в рельефе к западу отсюда — от верховий Снежной и Утулика, где он издавна называется Хангарульским хребтом.

Продолжение нагорья на востоке, между устьем Снежной и низовьями Селенги в отличие от Западного Хамар-Дабана, целесообразно именовать Восточным Хамар-Дабаном; на западе в истоках Темника он незаметно сливается с водоразделом и южным склоном Хангарульского хребта. Малый Хамар-Дабан и Ключевский выделяются в рельефе самостоятельными хребтами, соизмеримыми с Восточным и Западным Хамар-Дабаном, которые они кулисообразно подставляют на юге нагорья.

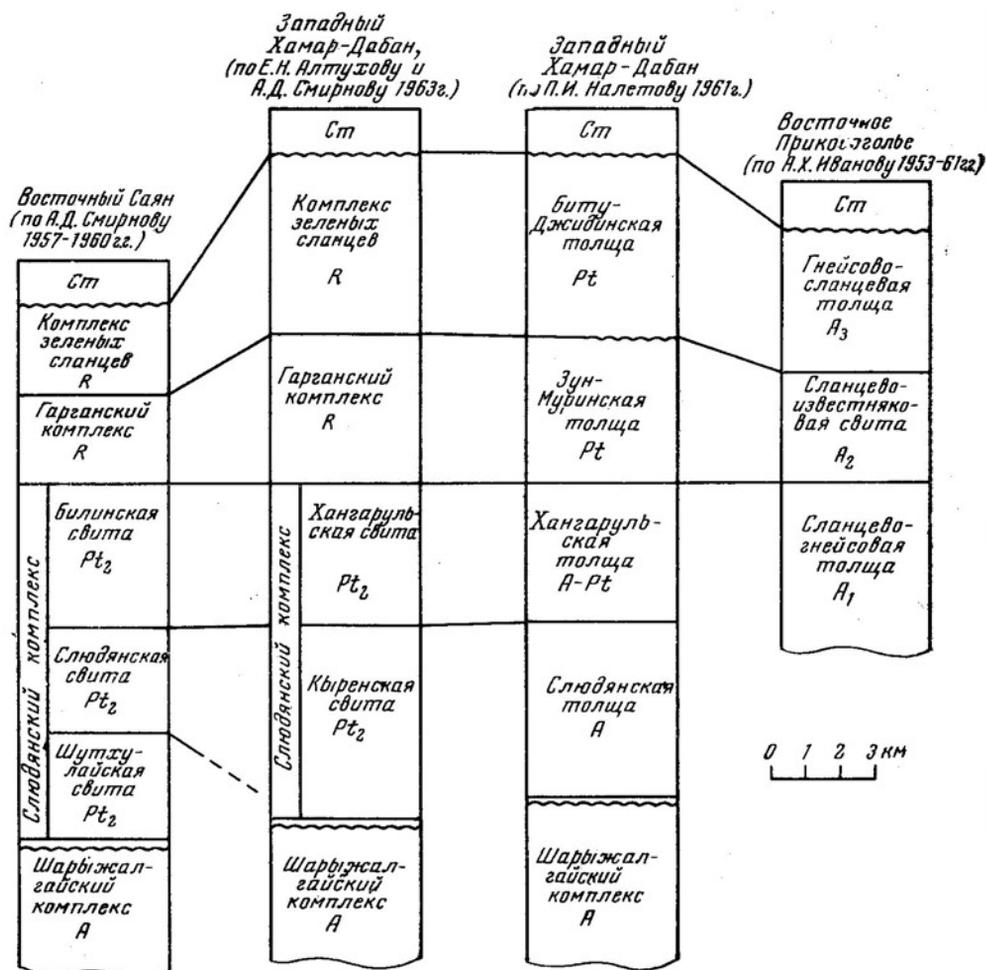
Изучение Западного Хамар-Дабана было начато с восьмидесятых годов прошлого века, но более или менее систематическое картирование стало проводиться лишь в сороковых — начале пятидесятых годов текущего столетия, в результате чего появились первые известные сводки С. В. Обручева (Обручев, Лурье, 1950) и П. И. Налетова (1961).

Перечисленные материалы по библиографии и геологической изученности Хамар-Дабана, известных широкому кругу геологов, изучавших не только это нагорье, но и смежные с ним территории Монголии, Тувы, Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья, вряд ли было бы оправданным. Поэтому представляется более правильным ограничиться лишь самой общей оценкой их результатов.

Последние съемочные и тематические работы, подобно прежним, не привели к общепринятому представлению о структуре Западного Хамар-Дабана и в особенности Тункинских Альп; кроме того, в связи с более дробным расчленением разреза, за последние 2—3 года разногласия в трактовке стратиграфии не только не сгладились, а заметно обострились, особенно для узлового как в стратиграфическом, так и структурном отношении Слюдянского района. Резкие расхождения наметились как между авторами геологических карт, так и между последними, с одной стороны, и авторами тематических работ, — с другой. Не будет большим преувеличением сказать, что каждый автор, подобно предшественникам сороковых и тридцатых годов, предложил свою стратиграфическую схему (а следовательно, и тектоническую), отличную в чем-то или прямо противоположную другим. На обоих склонах Хамар-Дабана всегда выделялось небольшое число стратиграфических элементов, взаимное положение которых (и их стратиграфическая принадлежность) толкова-

лось по-разному. Соответственно с этим отдельные внутренние структуры Хамар-Дабана описывались то как синклинали, то как антиклинали или моноклинали, а его структура в целом как антиклинорий, либо синклинорий, или, наконец, как архейская глыба.

Основное влияние на определение возраста древних кристаллических комплексов оказали давние работы Д. С. Коржинского (1937 и др.) и работы разных лет С. В. Обручева (1949, 1950, 1960, 1963). Д. С. Коржинский считал и, по-видимому, считает и до сих пор несомненно архейскими все породы, содержащие горизонты с типоморфными ассоциациями минералов наиболее глубоких фаций метаморфизма (в частности, с липерстеном). С. В. Обручев вообще относит все кристаллические комплексы юга Сибири только к архею, выделяя в протерозой лишь метаморфические образования фации зеленых сланцев. Исходя из этих представлений Д. С. Коржинского и С. В. Обручева, создавались стратиграфические схемы докембрия Восточного Саяна и Хамар-Дабана и другими геологами, считающими и поныне архейскими все гнейсовые комплексы Хамар-Дабана и Тункинских Альп, в том числе, что следует особенно подчеркнуть, и слюдянский гнейсово-карбонатный комплекс. Эта точка зрения выражена как в последних работах геологов Лаборатории докембрия Академии наук (Никитина, Сумин, 1957; Другова, 1957; Бузиков, Обручев, 1958; Никитина, 1959, Хильтова, 1963; Бузиков,



Фиг. 4. Схема сопоставления сводных разрезов докембрия хр. Западный Хамар-Дабан

1963; Обручев, 1963 и т. д.), так и у ряда авторов (Михно Н. П., Шафеев А. А., Самбург А. Л. и Арсентьев В. А.) новых геологических карт. Несколько иначе понимает сейчас положение слюдянского комплекса И. П. Налетов (1961), часть его (так называемую хангарульскую свиту) из архея он перенес в протерозой.

В трактовке структуры Хамар-Дабана почти все исследователи продолжают следовать за С. В. Обручевым. Они считают, что гнейсовые комплексы образуют в ней крупную Хамар-Дабанскую глыбу, оформившуюся в архее и аналогичную подобным глыбам Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы, определившим, как и Хамар-Дабанская, особенно пространственного размещения отложений, относимых С. В. Обручевым к протерозою. Глыбы Тункинских Алып оказываются в этом случае обломками Хамар-Дабанской глыбы первого порядка.

Изучение авторами (Смирнов, Булдаков, 1962; Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963) стратиграфии и структуры древних комплексов Восточного Саяна, в том числе в Слюдянском районе и во внутренней зоне — в Протеросаяне, показали несостоятельность подобного взгляда. Выявились непрерывность и внутреннее согласие всего геосинклинального протерозойского разреза Протеросаяна начиная от его низов, представленных слюдянским комплексом, с его аналогами, лежащими с резким структурным несогласием на заведомо архейский Шарыжалгайский комплекс древнего цоколя края Сибирской платформы. Одновременно было установлено, что указанная непрерывная серия геосинклинального цикла ограничивается сверху полно выраженным предкембрийским, т. е. рифейским тектоно-денудационным перерывом, сопровождающимся активным магматизмом.

Обычно Западный Хамар-Дабан геологически (и главным образом географически) по господствующим субширотным северо-восточным простираниям относился к системе хребтов Забайкалья. Однако проведенные авторами исследования показали чрезвычайную близость стратиграфии разреза Хамар-Дабана с Протеросаяном (фиг. 4) и очень большое сходство с последним не только докембрийской геологической истории Хамар-Дабана, но и дальнейшей, вплоть до новейшего тектонического этапа. Поэтому можно думать, что сопоставление с лучше изученным Протеросаяном может явиться ключом для понимания стратиграфических и тектонических соотношений Хамар-Дабана.

Стратиграфия

Исходя из отмеченной выше целесообразности рассмотрения стратиграфии Хамар-Дабана в сопоставлении с принципиально сходным разрезом Восточного Саяна, стратиграфический материал сгруппирован нами в фиг. 4, в которой приведены стратиграфические колонки авторов для Восточного Саяна и Западного Хамар-Дабана с расчленением тех же восточносаянских комплексов на свиты с местными, применяемыми на Хамар-Дабане, названиями. Одновременно в таблице дана колонка И. П. Налетова — единственная сводная для Хамар-Дабана, а также колонка А. Х. Иванова для Западного периклиналиного окончания Хамар-Дабана в Прикосоголье. В последней соотношения отдельных комплексов разреза предстают в наименее замаскированном тектоническими осложнениями виде. Чрезвычайная близость всех четырех колонок в смысле общей последовательности стратиграфических комплексов выявляется на фиг. 4 весьма наглядно.

В основу стратиграфии Западного Хамар-Дабана может быть принято разделение его разреза, включая и цоколь окраины Сибирской платформы на те же, как и в Восточном Саяне, комплексы (не говоря

пока о собственно Хамардабанской специфике их внутреннего расчленения): 1) шарыжалгайский (гнейсовый) комплекс, 2) слюдянский (гнейсово-карбонатный) комплекс, 3) гарганский (карбонатный) комплекс, 4) комплекс зеленых сланцев. Для всех подразделений применено наименование комплексов потому, что в одних местах они подразделяются на местные свиты по литологическому составу, в других — либо вообще не расчленяются по этому признаку (в силу фациальных особенностей и метаморфизма), либо еще не расчленены из-за отсутствия детальных работ.

Состав и строение пород всех комплексов многократно описывались и в большинстве случаев с подробными, каждый раз повторяющимися петрографическими их характеристиками, которые можно найти в доступных источниках. Во избежание подобных повторений в приводимом ниже описании разреза основное внимание уделено их распространению и соотношениям между ними тем более, что именно в этих вопросах, наиболее важных для структурных построений, продолжают существовать различные толкования.

Шарыжалгайский комплекс — архей. Комплекс отвечает кристаллическому цоколю юго-западной окраины Сибирской платформы и вскрыт в пределах рассматриваемой территории по северному побережью Байкала, откуда, ограничиваясь зоной древнего Краевого разлома, он уходит в северо-западном направлении в Восточный Саян.

Вещественный состав комплекса был уже описан нами (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963), что позволяет ограничиться лишь его наиболее характерными чертами. В отличие от слюдянского, с которым комплекс вплотную граничит по Краевому разлому, он почти нацело состоит в Восточном Саяне и Хамар-Дабане из некарбонатных пород — разнообразных гнейсов, среди которых встречаются едва ли не все известные петрографические разновидности. Повсеместно развиты, но всегда в явно подчиненном значении, кристаллические сланцы, близкие по составу к гнейсам, и амфиболиты; маломощные прослои мраморов встречены в виде редких исключений. Крайне характерно, что нигде в других комплексах не проявлены столь широко разнообразные, в разной степени измененные ортопороды (самых различных магм от кислых до ультраосновных — гранитоидные, диоритовые, габбровые, серпентинизированные и др. Они слагают тела самой разнообразной величины, тонкие жилки, пластовые и секущие жилы, дайки, гнезда и т. п. Широко развиты и процессы инъекции и мигматизации гранитоидов, а также, особенно вблизи Краевого разлома, сопровождающие их пегматиты. В качестве отличительной особенности следует отметить присутствие гнейсов с ромбическим пироксеном, в частности с гиперстеном, издавна известных в разных местах, и гранулитов (Коленко, 1926), упоминаемых в последнее время рядом авторов.

Шарыжалгайский комплекс не только пространственно обособлен Краевым разломом от остальных подразделений разреза, но резко отличен от них и по своей внутренней структуре, определяющейся мозаикой разновеликих глыб с разнообразными смещениями друг относительно друга. В смещениях участвуют все породы комплекса и орто- и парапороды, спаянные воедино в пеструю по составу массу. Отсюда чрезвычайно развиты стыки различно ориентированных местных простираний, сланцеватости и гнейсовидности, изменение на коротких расстояниях углов падений от вертикальных до горизонтальных, зоны бластомилонитов, глыбового дробления, филлониты, проявления будинажа, разной степени диафтореза и пр. Катаклиз и милонитизация развиты повсеместно, равно как сбросы, сдвиги, зеркала скольжения и другие мелкие дислокации, сильно маскирующие внутреннюю структуру. В силу сказанного, внутренняя пликативная структура комплекса не выявляется и пока нет ни

одного убедительного примера прослеживания в пространстве той или иной где-то установленной складки. Поэтому все описания ограничиваются общими рассуждениями, основанными на наблюдениях разрозненных обнажений, в которых, кроме разрывных дислокаций, видны лишь обрывки мелких складочек или их серий.

Попытки стратиграфического расчленения шарыжалгайского комплекса делались неоднократно именно для выявления его внутренней структуры, но не достигали цели. Мы еще сколько-нибудь уверенно не знаем ни стратиграфической последовательности внутри комплекса, ни тем более мощности, даже в самом грубом приближении. При всем этом, по сумме данных большого поля выходов комплекса можно принять с известными допущениями, что до многоактных дроблений комплекс был дислоцирован в систему мелких складок, близких по типу к изоклинальным. Последние группировались в дугу, обращенную выпуклостью к югу, в грубых контурах эта дуга повторяет современный край платформы. Местами она обрезана Краевым разломом и Байкальским сбросом. Крупные складки в этой дуге достоверно не выделяются, но так или иначе улавливаются ведущие простирания — северо-западные — субмеридиональные вдоль Краевого разлома и менее ясные северо-восточные на северном побережье Байкала, подходящие близ Краевого разлома под острым углом к первым.

До сих пор ни у кого не возникало сомнений ни в архейском возрасте шарыжалгайского комплекса, ни в том, что он относительно древнее слюдянского комплекса. Эта уверенная и, надо думать, правильная датировка прежде всего исходила из степени метаморфизма, сопоставимой с археем Алданского щита. Еще, однако, более убедительно структурное обособление шарыжалгайского комплекса в связи с его принадлежностью к доколу Сибирской платформы, в который явно не входит слюдянский комплекс, и, наконец, принципиально иной тип его внутренней структуры в отличие от слюдянского комплекса и более высоких членов разрезов.

Перечисленные признаки позволяют утверждать, что слюдянский комплекс отделяется от шарыжалгайского архея генеральным структурным несогласием. Этот факт первостепенного геологического значения пока очень слабо учитывался при расчленении разреза Хамар-Дабана (как, впрочем, это имело место еще недавно и на Восточном Саяне) и, в частности, при решении вопроса о возрасте слюдянского комплекса.

Слюдянский комплекс. Этот комплекс издавна привлекал внимание из-за его флогопитовых месторождений и изучался в течение многих лет, причем наиболее детально в собственно Слюдянском районе, т. е. на сравнительно малой площади северного склона Западного Хамар-Дабана. В остальных местах его распространения в многочисленных работах он описан весьма неравномерно, хотя работы, в которых он описывается, составляют большой список, причем не только для Слюдянского района, где он является предметом многолетних дискуссий и высказываний диаметрально противоположных взглядов. Общепризнанным считается лишь его архейский возраст и существенно карбонатный состав, чем он литологически отличается от шарыжалгайского комплекса и от хангарульской свиты. К этому можно добавить, что в Хамар-Дабане одни рассматривают слюдянский комплекс (или серию) и хангарульскую (у некоторых авторов «безымянную») свиту как равнозначные стратиграфические единицы, другие же (В. П. Арсентьев и А. Л. Самбург) вводят последнюю в состав слюдянского комплекса (называемого, впрочем, В. П. Арсентьевым «хангарульским»).

В Восточном Саяне слюдянский комплекс был расчленен нами (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963) снизу вверх на три свиты: шутхулайскую (гнейсово-сланцевую), слюдянскую (гнейсово-карбонатную) и

билинскую (гнейсово-сланцевую); две верхние из них однозначно находят своих аналогов в Хамар-Дабане: билинская свита в хангарульской, а слюдянская в кыренской (по А. Л. Самбургу) — во всей или в ее части (?). Название кыренская в данном случае представляется более удобным, поскольку термин «слюдянский» уже использован нами для комплекса в целом, понимаемом при этом шире, чем хамардабанскими геологами — с включением в него и хангарульской свиты, т. е. в объеме стратотипа комплекса в Слюдянском районе.

История расчленения комплекса в этом узлом в структурном отношении района крайне сложна, и А. А. Шафеев справедливо отмечает, что были испробованы все возможные взаимоотношения отдельных элементов слюдянской толщи. В 1961 г. П. И. Налетов подытожил историю ее изучения, подчеркнув, что с самого начала исследований красной нитью проходило деление комплекса на карбонатную (гнейсово-карбонатную) часть и некарбонатную (гнейсово-сланцевую), что соответствует кыренской (слюдянской в Восточном Саяне) и хангарульской (билинской) свитам. Характерно, что сам П. И. Налетов (фиг. 4), исходя из предполагаемой им антиклинорной структуры комплекса в Слюдянском районе, намечает там трехчленное строение слюдянской толщи, «нижняя» свита которой могла бы быть аналогом нашей шутхулайской свиты Восточного Саяна.

Судить о правильности тектонических построений П. И. Налетова и вытекающего из них трехчленного деления пока вряд ли возможно, так как именно в Слюдянском узле комплекс дислоцирован наиболее сложно (в частности, нельзя даже говорить об его мощности, ранее принявшейся порядка 3,5 км, в предположении моноклинального строения района). Вне зависимости от этого несомненно что, с одной стороны, на Восточном Саяне в составе комплекса литологически совершенно четко обособляются шутхулайская, слюдянская и билинская свиты, и с другой стороны, в Хамар-Дабане литологически отбивается лишь граница хангарульской свиты с кыренской, представленной чередованием гнейсов и мраморов в примерно равном значении, что характерно и для слюдянской свиты Восточного Саяна. Последнее в равной мере можно объяснить либо тем, что в Хамар-Дабане подошва кыренской свиты не вскрыта, либо некоторым фаціальным по сравнению с Саяном изменением шутхулайской свиты, в результате чего ее аналоги не выделяются в Хамар-Дабане.

Основными чертами строения кыренской свиты является прежде всего повсеместное чередование карбонатных пород (кальцитовых и доломитовых мраморов) с некарбонатными породами, главным образом разными по составу гнейсами и кристаллическими сланцами и подчиненными им амфиболитами, а также наиболее редкими кварцитами. Карбонатные породы в общем составляют не менее половины разреза, но количество их горизонтов и суммарная мощность заметно варьируют — горизонты не выдержаны не только по мощности, но и часто выклиниваются и вновь появляются через некоторый интервал. Это наиболее отчетливо обнаруживается по юго-западному побережью Байкала, где разрезы вскрыты на наибольшую мощность и лучше изучены, чем в других местах. Тем не менее пласты мраморов, как правило, протягиваются на многие километры, а некоторые из наиболее мощных из них — даже на 10—20 км (например, по южной окраине Тункинских Альп).

Весьма сильное влияние на состав пород кыренской свиты и на определение их литологического типа оказали гранитоидные интрузии, большая часть которых образует различные по мощности пластовые тела, многократно чередующиеся с пластами свиты. Контактные воздействия интрузий и многообразные метасоматические процессы обусловили появление метаморфических пород, которым иногда трудно дать точное

название по их составу. Среди карбонатных такие породы определяются как силикатные мраморы, кальцифиры и карбонатные гнейсы в зависимости от степени измененности их первичного состава. Они всюду описываются в полях распространения свиты и являются своего рода маркирующими. Именно по этому признаку, видимо, свита правильно выделяется в водораздельных частях Западного Хамар-Дабана и отчасти в соседней полосе его южного склона в ядрах местных антиклинальных складок. Многообразно и многостадийно проявленные контактово-метасоматические процессы привели прежде всего к региональной флогопитизации и апатитизации вмещающих пород, особенно сильно развитых в Слюдянском районе.

Неоднократные попытки в Слюдянском районе дать внутреннее расчленение кыренской свиты вряд ли можно признать удачными. Сходство между разрезами разных авторов обнаруживается только в составе большого числа выделенных пород. Среди гнейсов и сланцев описаны биотитовые, роговообманковые и пироксеновые разности, сравнительно редко мономинеральные, но чаще всего смешанные с одновременным присутствием всех этих трех ведущих минералов, к которым в том или ином количестве присоединяются также второстепенные минералы, как силлиманит, гранат, кордиерит, кальцит, плагиоклаз, калишпат, скаполит, актинолит, флогопит, апатит, графит. По их присутствию — одиночному или чаще группами, по нескольким вместе — выделяются все известные минералогические разновидности этих пород с двойными и тройными названиями. Какой-либо избирательной стратиграфической приуроченности тех или иных пород не обнаруживается, причем в совместном нахождении обычны энстатит, гиперстен и наиболее частый диопсид. Горизонты чисто гиперстеновых гнейсов или сланцев не выделяются, и этот минерал, присутствуя в сравнительно немногих горизонтах, отсутствует в других. Карбонатные породы не менее разнообразны по их зернистости, по цвету и примесям силикатных минералов. Их горизонты (от сантиметровых, чаще всего до нескольких десятков и первых сотен метров, и лишь кое-где значительно более мощные), многократно повторяются в естественных разрезах. Среди них, наряду с грубокристаллическими мраморами, чистыми, либо в той или иной мере насыщенными силикатными минералами (до перехода в гнейсы), нередко встречаются массивные или полосчатые, но мелкокристаллические разности, обычно называемые мраморизованными известняками или просто известняками; все эти породы могут быть обнаружены в тесном сонахождении в одном и том же горизонте. Их мелкокристаллические разности, как правило, неравномерно окварцованы. Примесь силикатных минералов, в зависимости от ее количества, через трудно диагностически определяемые кальцифиры и силикатные мраморы и другие контактово-метасоматические породы дает непрерывный ряд от гнейсов или сланцев к более или менее мономинеральным мраморам. Из силикатных минералов в них встречаются: наиболее распространенный диопсид, затем форстерит, флогопит, биотит, скаполит, а также чешуйчатый графит. По составу основной массы мраморы преобладающе кальцитовые, хотя нередко указываются их доломитизированные разности и даже доломиты. Вообще необходимо отметить, что состав всех пород — карбонатных и некарбонатных — варьирует в значительных пределах и заметно меняется по простиранию горизонтов. Что касается других, сравнительно редких пород — амфиболитов и кварцитов, то благодаря содержанию общих для свиты второстепенных минералов они с трудом опознаются среди вмещающих пород, и их первичное происхождение остается неясным. Кварциты чаще всего ассоциируют с карбонатными породами и содержат примеси диопсида, графита, кальцита и тремолита.

Из Слюдянского района кыренская свита распространяется полосой на запад, где прослеживается по обоим бортам широкой долины Иркуты, а внутри нее выступает в отрогах, разделяющих ее на ряд молодых тектонических впадин. Кроме того, она появляется на северном склоне хребта (левобережная часть бассейна Зун-Мурина) в ядре одной из внутренних антиклинальных складок, а по последним данным П. И. Налетова и других, и в антиклинальных ядрах главного водораздела Западного Хамар-Дабана.

Во всех этих местах кыренская свита обнаруживает достаточное однообразие, везде выделяясь по ее характерному признаку — карбонатному составу, причем во всей этой полосе строение свиты, выраженное в чередовании карбонатных пород с гнейсами, сохраняется. Сохраняется и состав карбонатных пород, содержащих те же силикатные минералы — диопсид, форстерит, амфибол (тремолит, актинолит), микроклин, плагиоклаз, скаполит, биотит, графит, а местами флогопит и апатит. Особенно много мраморов вскрыто в среднем течении р. Большой Зангисан.

Среди некарбонатных пород по-прежнему преобладают такие же по внешнему виду и богатые разнообразием минералов гнейсы. Однако существенное отличие их от гнейсов Слюдянского района заключается в исчезновении ромбических пироксенов, которые нигде не были обнаружены последними съемочными и тематическими работами¹. Из других разновидностей гнейсов наибольшим распространением пользуются тонко полосчатые, зеленоватые гнейсы карбонатно-диопсидового состава, образующие среди преобладающих биотитовых гнейсов мощные (сотни метров) пачки тонкого переслаивания с ними. Такие богатые карбонатами гнейсы можно видеть по низовьям правых притоков р. Иркут, а также в среднем течении р. Зун-Мурина, где они маркируют антиклинальное ядро.

Ко второй, более северной полосе развития кыренской свиты в самых нижних частях южного склона Тункинских Альп принадлежат ее выходы в горстовых отрогах молодых впадин долины Иркуты, где отдельные части разреза свиты содержат все те же характерные для нее породы. Что же касается собственно полосы Тункинских Альп, то там к этой свите следует относиться по набору к составу пород главным образом южные части так называемых Шумаковской и Хонголдайской «глыб», в основном, сложенных вышележащей хангарульской свитой. Правда, в западной из них — Хонголдайской «глыбе» — А. Л. Самбург не видит представителей кыренской свиты, но сотрудники ЛАГЕД АН СССР (Крылов и др., 1962) выделяют соответствующие ей породы в обеих глыбах, относя к ним и линзы внутриформационных конгломератов, впервые обнаруженные С. В. Обручевым.

Кроме того, к востоку от Шуманской «глыбы» к кыренской свите нами отнесен горизонт типичных для нее мраморов, вскрытый в ряде мест вдоль южного подножия Тункинских Альп, рассматривавшийся предыдущими исследователями вместе с покрывающими его с севера породами как нижний или средний протерозой, а А. Л. Самбургом, как выделенная им иркутская свита, входящая в состав гарганского комплекса. При этом западное продолжение указанного горизонта в Шумаковской «глыбе» А. Л. Самбург отнес к кыренской свите и одновременно вдоль южного подножия Тункинских Альп по литологическим признакам выделил иркутскую и ильчирскую свиты того же гарганского комплекса. Подобная датировка определялась главным образом значительной ролью терригенных пород в фации зеленых сланцев, которые, по общему

¹ Подробные петрографические описания пород свиты для этой части Хамар-Дабана даны в последние годы Л. П. Никитиной (Никитина, 1959; Крылов, Мануйлова, Митрофанов, Никитина, Хильтова, 1962).

признанию, не могут встречаться в слюдяном комплексе. Между тем по окраинам этого листа на продолжении их простираций уверенно показаны свиты слюдянской серии.

Все это вызывает определенные сомнения в правильности отнесения карбонатных пород к иркутской свите, а тем самым и в существовании здесь крупного продольного разлома, по которому целиком сброшена хангарульская свита. Последняя выделена на участке к западу от слюдянской серии и находится там в согласном с нею залегании. Такие геологические несоответствия в сближенных местах позволяют предполагать, что породы, отнесенные к иркутской свите, в действительности принадлежат слюдяному комплексу, которому они вполне соответствуют и по составу. Что же касается иной степени их метаморфизма, то приходится иметь в виду, что Тункинские Альпы представляют собою чешуйчатую структуру с обилием крупных продольных разломов, в которой вполне закономерно обилие диафторированных пород в фации зеленых сланцев. На это обстоятельство как-то не обращалось внимания, однако учитывая возможное сильное наложение здесь диафтореза, расматриваемый горизонт с некоторой условностью относится нами к кыренской свите, как это ранее было сделано Н. А. Флоренсовым.

Хангарульская свита наиболее распространена в Западном Хамар-Дабане. Ее широкая полоса, захватывающая по существу весь хребет, протягивается от озера Косогол до Байкала; свита образует систему складок в общей структуре антиклинория, перекрываясь лишь в ядрах синклиналей гарганским комплексом и подстилаясь (в ядрах антиклиналей) кыренской свитой. В северном крыле антиклинория ею сложены отдельные поля западной части Тункинских Альп, где она слагает вместе с кыренской свитой Хонголдойскую и Шумацкую «глыбы» (по С. В. Обручеву). В восточной части Тункинских Альп хангарульская свита сброшена по разломам и не вскрывается в современном эрозионном срезе. Однако севернее она вновь появляется в Восточном Саяне, где описывается под названием билинской или урдаокинской свиты.

В Хамар-Дабанском антиклинории хангарульская свита сложена одними и теми же внешне однообразными породами — гнейсами и кристаллическими сланцами с широкой гаммой минеральных разновидностей. Небольшим развитием пользуются амфиболиты, кварциты и в особенности мраморы. Амфиболиты образуют местами обособленные маломощные горизонты и линзы среди всех других разновидностей вмещающих пород и обычно описываются, как ортоамфиболиты; еще более редки тонкие слои кварцитов, отмечаемые западнее долины Зун-Мурина. По-видимому, кварцитов и амфиболитов в свите больше, чем их известно, поскольку и те и другие не являются мономинеральными и поэтому макроскопически не отличаются от гнейсов или сланцев, составляющих основу свиты. Гнейсы преобладают над сланцами, тесно связываясь с ними взаимопереходами и минералогически различаются лишь по содержанию кварца и полевых шпатов. Обычно гнейсы и сланцы многократно чередуются по разрезу, причем гнейсы образуют более частые и более мощные горизонты. Для свиты характерно широкое развитие мелких и сложных складок и постоянно сопутствующая им дисгармония.

Гнейсы и сланцы имеют биотитовый, амфиболовый и смешанный, с плагиоклазами и калишпатами, состав. Из других минералов обычно присутствуют — гранат, фибролитовый силлиманит и мусковит, местами к ним присоединяются скаполит, ставролит, кордиерит, андалузит, эпидот, цоизит, турмалин, сфен и др. Из них, как отмечалось всеми исследователями, особо выделяется присутствующий постоянно силлиманит. Наибольшие его количества (иногда до 30%) тяготеют к экзоконтактным зонам вскрытых и не вскрытых гранитоидных тел, очевидно, в связи с выносом во вмещающие породы глинозема гранитоидной магмы.

В хангарульской свите, как ни в какой другой из разреза докембрия, широким развитием пользуются мигматиты и инъекционные гнейсы, пространственно тяготеющие к гранитоидным телам в виде мощных многокилометровых зон. Кроме того, все поле свиты насыщено пластовыми телами гранитоидов, пегматитов и ортогнейсов.

Данная характеристика хангарульской свиты во всех деталях совпадает с упомянутыми выше урдаокинской и билинской свитой Восточного Саяна и в этом смысле может служить отчетливым маркирующим горизонтом докембрийского разреза для большой площади рифеид, обрамляющих Сибирскую платформу.

Отличительной особенностью свиты является также либо отсутствие, либо резко подчиненное участие в ней карбонатных и диопсидово-карбонатных пород, характерных для кыренской свиты, причем их прослои обычно встречаются в зонах перехода свиты (до 500 м по мощности) в покрывающие и подстилающие карбонатные породы разреза докембрия. Внутри свиты они очень редки, хотя иногда и отмечались А. Х. Ивановым в виде линз в Прикосоголье и в ряде мест на северном склоне Западного Хамар-Дабана А. Л. Самбургом и нами (в правых притоках долины Иркуты). С мраморами ассоциируют и диопсид-карбонатные породы, близкие к гнейсам.

Мощность хангарульской свиты в Хамар-Дабане, по-видимому, превышает 3 км и несомненно значительно большая, чем ее аналогов в Восточном Саяне. Предыдущие исследователи, неизменно подчеркивали, что она велика (или многокилометровая), но воздерживались от более точной оценки из-за сложной внутренней складчатой структуры свиты и насыщения ее пластовыми телами гранитоидов.

Все исследователи приводят многочисленные данные о согласных соотношениях кыренской и хангарульской свит, подчеркиваемых постепенным литологическим переходом; некоторые же (Н. Н. Падуров, П. Е. Луненков), а позднее и многие другие даже считают, что обе свиты генетически едины и составляют одну серию тесно связанных между собой пород.

Согласные соотношения этих свит с постепенными переходами известны во многих местах Хамар-Дабана и Тункинских Альп. В последние годы они были описаны А. Л. Самбургом в ряде мест западной части северного склона хребта (по правобережным безымянным притокам Иркуты и в самой долине Иркуты), где они наблюдались и нами. Здесь всюду фиксировалось однообразное падение смежных слоев свит на юг под одними и теми же крутыми углами — 50—60°.

Литологически переход от кыренской к хангарульской свите представлен здесь зоной (несколько сотен метров) постепенного исчезновения карбонатных пород, слои которых по направлению кверху разреза становятся все более редкими и более тонкими. В целом, граница достаточно расплывчата и условно проведена нами, в соответствии с А. Л. Самбургом, по наиболее верхнему, последнему прослою мраморов; еще менее четка эта граница в Тункинских Альпах. По тем же признакам границу обеих свит проводит П. И. Налетов в ядрах антиклиналей водораздела Хамар-Дабана, намечая ее там, где прослоев мраморов нет, а в мелких выходах кыренской свиты в долине Зун-Мурина, по массовому исчезновению диопсидокарбонатных гнейсов.

Единство разрезов кыренской и хангарульской свит и принадлежность их к одному слюдяному комплексу определяется не только тесной стратиграфической связью, однообразием состава преобладающих некарбонатных пород, но и близкой степенью метаморфизма. На всей площади рифеид, включая Восточный Саян и юго-восток Тувы, можно видеть, что аналоги кыренской свиты в первом приближении метаморфизованы более или менее равномерно в амфиболитовой фации (за

исключением особенно «тектонизированного» Слюдянского узла). Хангарульская же свита и ее аналоги (урдоокинская, билинская, ситачская свиты, чинчилигская серия Сангилена) везде метаморфизованы слабее подстилающих толщ и притом отчетливо неравномерно от места к месту, с изменчивостью степени метаморфизма от амфиболитовой фации к фации зеленых сланцев (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963).

Нечто похожее происходит и с кыренской свитой — на площади Слюдянского района — Западного Хамар-Дабана, где вполне можно согласиться с Л. П. Никитиной (Крылов, Мануйлова, Митрофанов, Никитина, Хильтова, 1962) в выделении на этой площади трех участков метаморфизма с границами, секущими простирания слоев. Участок наиболее глубинного метаморфизма гранулитовой фации находится в Прибайкальской части хребта до р. Быстрой на западе, т. е. в собственно Слюдянской зоне. Далее к западу, на простирании этой же полосы господствует амфиболитовая фация: сначала до р. Зун-Мурун зона форстерита, а далее зона диопсида, которую, впрочем, А. Л. Самбург считает тоже форстеритовой. Так или иначе, падение метаморфизма пород кыренской свиты в западном направлении, причем с удалением от Слюдянского района, т. е. от зоны Краевого разлома платформы, выявляется достаточно отчетливо. Характерно, что аналогичные колебания фаций метаморфизма в зависимости от удаления от Краевого разлома, причем с изоградами, в общем конформными изографам кыренской свиты, испытывают и другие члены разреза — шарыжалгайский комплекс, в котором гранулитовая зона Прибайкалья сменяется в северо-западном направлении наиболее распространенной амфиболитовой (см. Крылов, Мануйлова, Митрофанов, Никитина, Хильтова, 1962), хангарульская свита (соответственно нижняя и средняя — верхняя ступени амфиболитовой фации) и, наконец, как будет сказано ниже, и более высокие члены разреза Западного Хамар-Дабана.

Слагающий в современном эрозионном срезе почти весь Хамар-Дабан слюдянский комплекс, т. е. кыренская и хангарульская свиты, относится большинством исследований к архею, обычно к среднему (в отличие от нижнего, «шарыжалгайского»), либо к верхнему. Исключением является лишь единственная пока сводная для Хамар-Дабана в целом колонка, составленная П. И. Налетовым, в которой кыренская свита (слюдянская толща, по П. И. Налетову) оставлена в архее, а хангарульская перенесена в нижний протерозой.

Выше отмечалось, что традиционная архейская датировка комплекса основывалась лишь на высокой степени его метаморфизма в Слюдянском районе, метаморфизме, как уже указывалось локальном для этого района, резко падающего затем в самом Хамар-Дабане и Восточном Саяне. При этом почему-то игнорировалось генеральное структурное несогласие, разделяющее несомненный шарыжалгайский архей и слюдянский комплекс — нижний член непрерывного и согласного восходящего разреза. При существовании между шарыжалгайским и слюдянским комплексами генерального несогласия, т. е. еще внутри архея, который может утратить все обычные для него черты внутренней структуры, состава и т. п., допускалась возможность совершенно согласованного и с сохранением того же структурного плана перехода вверх слюдянского архея в заведомо протерозойские толщи. Неправильность этого предположения выступила еще резче после совершенно справедливого, с нашей точки зрения, отнесения П. И. Налетовым, причем, как он пишет, «уверенного», к протерозою хангарульской свиты, связанной со слюдянским «археем» не только согласием, но и зоной постепенного литологического перехода.

Сказанного, вероятно, достаточно, чтобы отказаться от архейской датировки слюдянского комплекса. Можно лишь добавить, что в Восточ-

ном Саяне нам (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963) удалось определенно установить фациальный переход всего слюдянского комплекса в протерозойскую, преобладающе карбонатную дербинскую толщину.

Гарганский комплекс в Хамар-Дабане отвечает в схеме П. И. Налетова (1961) зунмуриной свите и нижней части (примерно в объеме корниловской свиты, по А. А. Шафееву) битуджидинской свиты. По схеме А. М. Самбурга это иркутская (по его прежним схемам аналогичная зунмуриной и перевальной¹), ильчирская и монгошинская свиты, по А. Х. Иванову для Прикосоколья — сланцево-известняковая свита. Наиболее полные разрезы зунмуриной свиты известны в Прикосоколье, где они описаны бездробного расчленения, и на южном склоне Хамар-Дабана в Джидинском районе, данные по которым приводит П. И. Налетов.

На водоразделе рек Джиды и Зун-Мурина свита образует извилистую полосу мраморов с подчиненными сланцами и гнейсами, причем при прослеживании полосы к югу, по восстанию, в ней выделяются три горизонта общей мощностью до 3 км. Нижний горизонт сложен грубозернистыми мраморами с сыпью графита и слюд и более мелкозернистыми, полосчатыми; средний — главным образом сланцами кварцево-слюдяными, известково-слюдяными, биотитовыми (часто с гранатом), а в местах мигматизации у гранитоидных массивов — мигматитами и гнейсами. В верхнем горизонте, сложенном плитчатыми глинистыми мраморизованными известняками и мраморами, мигматиты исчезают, и общий связанный с интрузиями метаморфизм заметно падает. Как в верхнем, так и нижнем существенно карбонатных горизонтах в виде прослоев (от сантиметров до многих метров) отмечаются сланцы, подобные породам, слагающим средний горизонт.

К западу от этого разреза, в Прикосоколье (Иванов, 1961) свита имеет мощность до 3 км, состоя из разнообразных мраморов и мраморизованных известняков с резко подчиненными им на разных стратиграфических уровнях прослоями сланцев — слюдяных, биотит-амфиболитовых, филлитовых, а иногда пироксен-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Одновременно непосредственно к востоку от Джидинского района, уже в бассейне р. Чакирки резко преобладавшие ранее карбонатные породы вытесняются терригенными-гнейсовидными и сланцами, мраморы же и известняки встречаются прерывисто, в виде крупных линз в верхней части разреза свиты. Это дало основание местным геологам говорить о выклинивании здесь зунмуриной свиты с отнесением терригенной толщи к стратиграфически более высокой битуджидинской свите, входящей в состав выделенного нами верхнего комплекса зеленых сланцев. Согласиться с этим мнением трудно, так как, во-первых, в бассейне р. Чакирки нет никаких признаков размыва или несогласия между хангарульской свитой и лежащей на ней, предположительно битуджидинской и, во-вторых, на том же простирании далее к востоку, в средней части бассейна Снежный, в идентичном стратиграфическом положении на хангарульской свите зунмуриная свита снова появляется в своем обычном фациальном облике. В бассейне Снежный в последние годы битуджидинскую свиту начали расчленять на три свиты, имеющие пока временное местное название; нижнюю из них (нарынскую или барунторейскую, по разным авторам) и следует относить к зунмуриной свите. Последняя имеет здесь варьирующую мощность от сотен метров до 2,5 км и сложена в местах ее наибольшей мощности мраморами и кристаллическими известняками с прослоями слюдяных сланцев и гнейсов; пятнисто или по прослоям среди карбонатных пород выделяются графит-

¹ Следует иметь в виду, что то же название «перевальная» используется А. А. Шафеевым совсем в ином смысле — для нашего слюдянского комплекса.

товые и силикатные разности с точечной сыпью амфиболов, диопсида, скаполита и т. д.

В северной полосе развития зунмуриной свиты, в северо-западной части Хамар-Дабана она представлена обычными для нее согласно лежащими на хангарульской свите карбонатными породами, частично сохранившимися в крупной грабен-синклинали в бассейне Харангула и в двух небольших грабенах в бассейне Уругудея. По данным А. Л. Самбурга, выделившего эти структуры, не полный карбонатный разрез зунмуриной свиты в грабен-синклинали имеет мощность до 1,5 км, в малых же грабенах первые сотни метров.

Следуя далее на восток от Хамар-Дабана (в том же, как и бассейн Чакирки створе), в Утуликской синклинали снова прослеживаются породы зунмуриной свиты. Как и для южной полосы, они представлены терригенной — гнейсово-сланцевой фацией (корниловской свитой, по А. А. Шафееву). Несмотря на согласное залегание последней на отложениях хангарульской свиты, как и в предыдущем случае, местные геологи вводили ее в состав битуджидинской свиты, подразумевая тем самым и здесь выклинивание зунмуриной свиты.

Корниловская свита образует моноклинали северного крыла синклинали, причем большая ширина этой полосы позволяет предполагать сдвигание мощностей за счет наличия изоклиналиных складок. Действительно, по ущельям всюду наблюдается сложное смятие — мелкие складки, внутренние разрывы, явления дисгармонии и т. д.; при этом низы свиты характеризуются относительно выдержанным моноклиналиным залеганием, а выше по разрезу оно все более осложняется усиливающимися смятием и дисгармонией.

К северу от синклинали в перевалочных частях рельефа обнажены падающие на юг (под углом 60—30°) инъекционные двуслюдяные крупнозернистые гнейсы верхов хангарульской свиты. В породах последней отмечается обилие тонких инъекций магматического материала — бедных темноцветными (биотитом) гранитоидных пород, ортоктитов и шерловых пегматитов. В направлении на юг послойные инъекции магматического материала постепенно уменьшаются, и породы верхов хангарульской свиты, в общем сохраняя свой состав — двуслюдяные гнейсы с плагиоклазом и калишпатом, переходят в мелкозернистые и тонкополосчатые кристаллические сланцы. Наши предшественники называли их микрогнейсами, гнейсосланцами или просто сланцами из-за малого содержания в них плагиоклаза и калишпата. Такие сланцы, содержащие силлиманит и гранат, составляют полосу шириной в несколько километров. Среди сланцев часты тонкие прослои кристаллических известняков, а также филлитовых кварц-серпичит-хлоритовых сланцев, иногда окварцованных, как и другие породы полосы, и пронизанных тонкими секущими прожилками кварца. Породы заметно смяты в мелкие складки, но общее падение на юг остается вполне четким.

Эти породы уже относятся к корниловской свите. Состав ее в целом отличен от подстилающей хангарульской свиты. Провести четкую границу между свитами нет возможности из-за наличия между ними постепенного перехода. Поэтому нами она проводится условно (в пределах до километра по сечению разреза) в соответствии с принятой границей А. А. Шафеева.

Далее на юг следующая полоса свиты маркируется появлением преобладающих в ней сланцев несколько иного состава. По сравнению с первой полосой (с ее кварцево-слюдистой основой и гранатом), здесь постепенно исчезает силлиманит, сланцы становятся тонко рассланцованными, полосчатыми, появляются порфиробласты ставролита, андалузита, а также распыленное углистое вещество, обуславливая характерную для этих сланцев узловатость. Встречаются также прослои или пачки до 10—20 м мощности, сложенные кварцитами и раскристаллизованными кремнистыми сланцами с силикатными минералами — плагиоклазом, гранатом, роговой обманкой — и с углистым веществом, окрашивающим породы в разные оттенки серого цвета (до черного). Типичные для полосы узловатые сланцы обособляются в прослои и чередуются с такими же сланцами, но не узловатыми, т. е. без андалузита и ставролита, но по-прежнему с сыпью мелкозернистого граната.

Наконец, третья, более южная полоса в пределах обоих склонов Утулика, сложена тонкоплитчатыми сланцами филлитового типа, местами похожими на шелковистые гри-

фельные, преобладающе кварц-серицит-хлоритового состава. Породы в большинстве случаев тонкозернистые, с видимыми чешуйками биотита. Местами в них сохраняются и отдельные прослои узловатых сланцев, окончательно исчезающие близ долины Утулика. Подошва следующей по разрезу свиты — шубутуйской (см. ниже) принята А. А. Шафеевым и нами по горизонту известняков, залегающих на сланцах третьей полосы.

Незаметная смена полос варьирующего состава сланцев и общее сходство их является показателем непрерывного разреза корниловской свиты, в которой везде сохраняется ведущее южное падение слоев. Метаморфизм свиты слабеет, в целом, вверх по разрезу, поскольку в северной полосе (в низах свиты) еще сохраняются инъекции магматического материала, обычно отсутствующие в двух верхних полосах. Пегматитовые жилы проходят через все полосы, вызывая четкие экзоконтактные метаморфические изменения, выражающиеся в появлении узких приконтактных зон крупночешуйчатых листоватых сланцев.

Одновременно наблюдаются более резкие колебания степени метаморфизма по простиранию свиты, впервые подмеченные А. А. Шафеевым, выделившим три метаморфические зоны. Последние как бы «секут» породы корниловской и перекрывающей ее шубутуйской свиты и представлены хлорит-алмандиновой, эпидот-актинолитовой и верхней ступени амфиболитовой фации. Наши наблюдения подтвердили выводы А. А. Шафеева, причем оказалось, что упоминавшийся горизонт известняков, разделяющий корниловскую и шубутуйскую свиты, лежит на западе на серицит-хлоритовых сланцах, а на востоке (по долине Россохи) — на андалузит-ставролитовых, переходя далее на восток на силлиманитовые гнейсы. Еще восточнее, по данным В. И. Невиль, породы корниловской свиты представлены различными гнейсами, причем отчетливо устанавливается, что подобные метаморфические изменения прежде всего связаны с присутствием гранитоидной инъекции.

4. Комплекс зеленых сланцев (шубутуйская свита). На Хамар-Дабане в этот комплекс, по нашему мнению, входят: в Прикосоголье — верхняя гнейсово-сланцевая свита, выделенная А. Х. Ивановым в 1961 г.; в бассейнах Джиды и Битуджиды — верхняя часть так называемой битуджидинской свиты и, наконец, в бассейне Утулика — шубутуйская свита А. А. Шафеева. Поскольку термин «битуджидинская свита» ныне стал двусмысленным в силу его неопределенного стратиграфического объема, в дальнейшем аналоги восточно-саянского комплекса зеленых сланцев в Хамар-Дабане ниже обозначаются нами как шубутуйская свита.

В южной полосе, протягивающейся из Монголии до бассейна Темника, шубутуйская свита в Прикосоголье (верхняя гнейсо-сланцевая свита, по А. Х. Иванову) имеет мощность до 4 км и сложена филлитами, слюдяными и кварцево-слюдяными сланцами, с подчиненными им слюдяно-амфиболовыми гнейсами; среди сланцев достаточно часты амфиболиты и кристаллические известняки. В бассейнах Джиды и Битуджиды свита слагает простую структуру типа моноклинали, осложненной складками более высоких порядков. Состав свиты сохраняется тот же — преобладающие зеленые сланцы кварц-серицит-хлоритового состава, содержащие местами обильные прослои известняков, метаморфизованных песчаников, амфиболитов, а близ интрузивных тел и слюдяных гнейсов.

В северной полосе шубутуйская свита развита во всем бассейне Утулика, где она была впервые выделена под этим названием А. А. Шафеевым; подошва ее — маркирующий горизонт известняков — выходит как в северных, так и южных крыльях Утуликской синклинали, подчеркивая залегание свиты в ее ядре. На западе, в верховьях Утулика, упомянутый горизонт известняков теряет свое единство, расщепляясь на тонкие известняковые прослои среди сланцев. В целом свита сложена здесь преобладающими филлитами — неравнослоистыми или прямолинейно

плитчатыми, аспидными, кварц-серицит-хлоритового состава; среди сланцев всюду встречаются тонкие (до метра) прослои известняков, аналогичных известнякам основания свиты.

Соотношения в северной полосе хангарульской свиты, гарганского комплекса (корниловской свиты) и, наконец, шубутуйской свиты отчетливо выявляются в западном центриклинальном замыкании Утуликской синклинали. Здесь последняя сменяется зунмуриной антиклиналью, сложенной хангарульской свитой, одновременно участвующей и в упомянутом центриклинальном замыкании. Прослеживание в этом узле разреза, секущего центриклинальный заворот, не оставляет сомнений в совершенно согласных соотношениях хангарульской, корниловской и шубутуйской свит и медленном спаде метаморфизма по восстанию. Согласно налеганию шубутуйской свиты в Прикосоголье отмечалось А. Х. Ивановым. В бассейне Джиды оно также несомненно. В шубутуйскую свиту здесь ранее включали тесно связанный с ней гарганский комплекс (аналоги корниловской свиты).

Выше уже говорилось о невозможности включать в древний разрез Хамар-Дабана шарыжалгайский комплекс, т. е. древний цоколь платформы. Одновременно были приведены и доказательства несомненно протерозойского возраста слюдянского комплекса, включая и прослеженный нами (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963) его переход (по простиранию) в дербинскую толщу Восточного Саяна. Весь разрез протерозоя Хамар-Дабана делится на две части — нижнюю, сложенную грубыми мраморами и кристаллическими сланцами, и верхнюю — карбонатно-сланцевую, слабо метаморфизованную, в которой сохраняются первоначальные черты терригенных пород. К нижней части относится слюдянский комплекс, к верхней — гарганский и комплекс зеленых сланцев. В разрезе Восточного Саяна эта верхняя часть была выделена нами в рифей (верхний протерозой), во-первых, по положению в общем разрезе (по перекрыванию ее кембрийскими отложениями) и, во-вторых, по содержанию в ней синийских водорослей. Соответственно, гарганский комплекс Западного Хамар-Дабана (зунмуриная свита с ее аналогом — корниловской) и шубутуйская с ее аналогами также должны датироваться рифеем.

Следует, однако, отметить, что пока для Восточного Саяна существуют и другие точки зрения, одни геологи к рифею (синию) относят только комплекс зеленых сланцев, а гарганский помещают в протерозой, а другие — оба комплекса оставляют в протерозое, не выделяя в последнем синия. При этом нет единодушия и относительно более дробного расчленения гарганского комплекса Восточного Саяна и все попытки в этом направлении привели к противоречивым толкованиям, сводящимся к давнему спору о количестве карбонатных горизонтов. Одни исследователи, с мнением которых совпадают и наши представления, выделяют один горизонт, а другие — два карбонатных горизонта (иркутская, монгошинская свиты), разделенные между собой песчано-сланцевым (ильчирская свита) горизонтом. Это представление принято для издаваемых геологических карт, в легенде к которой комплекс зеленых сланцев (окинская свита и ее аналоги), так как это следует и из наших работ, помещается выше указанных трех свит, соответствующих в целом нашему гарганскому комплексу. Наконец, в последнее время группа геологов ВСЕГЕИ (Додин, Гольман, Гурьянова, Маньковский) предложила помещать окинскую свиту (т. е. наш комплекс зеленых сланцев) уже не в качестве завершающей разрез докембрия, а между двумя карбонатными горизонтами (внутри нашего карбонатного комплекса), сопоставляя ее тем самым с уртагольской свитой.

Последнее предложение прежде всего делает совершенно не сопоставимыми ранее хорошо сопоставлявшиеся (как это недавно особо

подчеркивал С. В. Обручев, 1963) разрезы Тувы и Восточного Саяна. Кроме того, в этом смысле решающие значения приобретает разрез, составленный А. Х. Ивановым для Прикосоголья, как нельзя лучше корректирующий все схемы сопоставлений этих разрезов и показывающий единство карбонатного гарганского комплекса и самостоятельное существование комплекса зеленых сланцев как более верхнего. С учетом этого разреза и при сопоставлении всех других необходимо принять прежние выводы В. П. Арсентьева (1958 г.) о существовании все же одного карбонатного горизонта, обнимающего монгошинскую и иркутскую свиты как разновозрастные, допуская при этом, что внутри него в Ильчирском синклинии содержатся терригенные породы, которые можно выделить в местную свиту или подсвиту (уртагалльская или ильчирская).

Основной вывод из стратиграфии Западного Хамар-Дабана сводится к тому, что весь разрез представляет собой одну непрерывную серию с отсутствием в ней сколько-нибудь заслуживающих внимания перерывов. В частности, на наиболее подробно изучавшемся нами северном склоне Хамар-Дабана отсутствуют даже мелкие местные перерывы как внутри комплексов, так и по их границам. При этом следует заметить, что многие геологи часто принимали за первичное (стратиграфическое) несогласие широко проявленную дисгармонию как внутри той или иной свиты, так и особенно по границам свит разного литологического состава. Эта дисгармония явилась результатом различной компетентности пород и особенно часто наблюдается между зунмуринскими карбонатами и хангарульскими тонко слоистыми первично терригенными породами. К тому же, поскольку хангарульская свита большинством геологов признавалась архейской, а зунмуринская всегда считалась протерозойской, то в подобных местных «несогласиях» было очень удобно видеть необходимое при такой стратиграфической трактовке несогласие между археем и протерозоем. Одновременно несомненное согласие и постепенный переход от слюдянской серии (в понимании ее объема местными геологами) к хангарульской свите, заставляя большинство из них помещать последнюю также в «слюдянский архей».

Особо необходимо остановиться на датировке возраста (при различном отнесении к той или иной свите) пород самого южного края Тункинских Альп, на участке к востоку от Кынгарги. На геологических картах эти породы отнесены к протерозою (к иркутской и ильчирской свитам), а П. И. Налетов, как и прежде, выделил их в самостоятельную тункинскую толщу, считая ее более древней, чем зунмуринская свита, и отличающейся от нее по составу, поскольку тункинская толща является существенно сланцево-гнейсовой. Третья группа геологов вообще не отделяет все эти породы от слюдянской серии.

По нашим наблюдениям, эти породы действительно, скорее всего, следует относить к кыренской свите — к известным в этих местах средним и нижним горизонтам слюдянского комплекса в нашем понимании. На наших графических приложениях указанная полоса все же отнесена к слюдянскому комплексу с оговоркой, так как здесь вполне могут оказаться и отложения гарганского комплекса (как думают авторы некоторых геологических карт). Основанием к этому служит факт наличия глубоко метаморфизованных пород типа зеленокаменных или филлитовых сланцев, характерных именно для гарганского комплекса и комплекса зеленых сланцев. С другой стороны, совершенно не исключено, что при принадлежности пород этой узкой полосы к слюдянскому комплексу появление их может объясняться диафорезом, свойственным чешуйчатым структурам вообще и в том числе чешуйчатым структурам Тункинских Альп.

В заключение отметим одну общую особенность пород Хамар-Дабана, выступающую из сопоставлений с породами внутренних частей Во-

сточного Саяна, а именно, значительно более сильный метаморфизм пород всего разреза Западного Хамар-Дабана. Больше всего это касается хангарульской свиты, имеющей, по-видимому, значительно большую мощность, чем ее восточносаянские аналоги. Можно предполагать, что с увеличением здесь мощностей, а следовательно, и с большим погружением как этой свиты, так и подстилающей ее кыренской свиты, связан и более высокий метаморфизм.

Тектоника

Общий структурный план Западного Хамар-Дабана изображен на тектонической схеме (фиг. 5).

Ранее, вслед за С. В. Обручевым, Западный Хамар-Дабан большинством геологов рассматривался как самостоятельная глыба архейского фундамента, наиболее крупная в ряде глыб, к которым причислялись поля гнейсовых комплексов Тункинских Альп (Ханголдойская и Шумацкая «глыбы»). Защищая глыбовую природу всех таких полей, С. В. Обручев (он выделяет их также в Восточном Саяне и Восточно-Тувинском нагорье) указывал, что они активно влияли на простирающиеся протерозойских отложений, повторявших контуры ограничивающих их глыб. Работы последнего десятилетия все более приводили к выводу, что упомянутые глыбы, равно как и горстовые отроги, разделяющие молодые впадины долины Иркуты, представляли единую первоначально Хамар-Дабанскую глыбу, позднее распавшуюся на отдельные части. Но, так или иначе, признание «глыбовости» гнейсовых полей при этом сохранялось, поэтому неизменно проводились резкие тектонические контакты между гнейсовыми полями слюдянского комплекса и в общем заметно слабее метаморфизованными гарганским комплексом и комплексом зеленых сланцев. В отличие от глыб собственно цоколя окраины платформы, отделенной давно установленной зоной Краевого разлома, выделявшиеся к юго-западу от него глыбы считались расположенными внутри рифейской и каледонской складчатых зон и переработанными соответствующими более молодыми движениями.

В связи с признанием существования на месте Западного Хамар-Дабана и Тункинских Альп «единой глыбы» последнюю стали рассматривать как сложную складчатую структуру, о природе которой в ясной форме не говорилось, но многие видели в ней крупный антиклинорий. Осевую зону его проводили по современному главному водоразделу, некоторые исследователи намечают ее в последнее время приблизительно по долине Иркуты, тогда как И. П. Бузиков и одно время А. А. Шафеев считали, что по этой долине проходит осевая зона синклинория, которая южнее сменяется антиклинорием с осевой зоной в главном водоразделе. Иными словами, различные взгляды на стратиграфию древних толщ неизбежно приводили к различному толкованию и общей внутренней структуре Хамар-Дабана.

Накапливающийся материал по стратиграфии древних толщ показал, что между отдельными членами разреза нет региональных перерывов и других признаков, необходимых для выделения глыб в понимании С. В. Обручева, — их нет как в Хамар-Дабане и смежной части Тункинских Альп, так и в Восточно-Тувинском нагорье. Одновременно все более обнаруживалась тесная стратиграфическая связь между слюдянским кристаллическим комплексом, слагающим глыбы С. В. Обручева, и вышележащим гарганским. Особенно важен в этом отношении, как и в структурном вообще, соседний район Прикосоголья, где согласные стратиграфические соотношения этих комплексов никогда не вызвали сомнений. Не вызывает сомнений и периклинальное замыкание здесь всей Хамар-Дабанской структуры и вывод о последовательности описанных нами членов разреза начиная от наиболее древней кыринской сви-

ты. Тем не менее при стратиграфических построениях в Хамар-Дабане район Прикосоголья не учитывался, несмотря на его непосредственную близость, и впервые (в 1961 г.) использовался П. И. Налетовым.

В результате стало невозможным рассматривать Хамар-Дабан и Тункинские Альпы согласно представлениям С. В. Обручева как архейскую глыбовую структуру, а также истолковывать полосу молодых впадин в соответствии с представлениями И. П. Бузикова и А. А. Шафеева как синклинорную.

В соответствии с пространственным положением выделенных нами стратиграфических комплексов Хамар-Дабан представляет собой крупный антиклинорий, с севера резко примыкающий к чешуйчатой структуре южного крыла Ильчирского синклинория, а с юга, видимо, плавно сменяющийся системой мезозойских впадин долины Селенги. Вся эта структура в районе Прикосоголья испытывает погружение и периклинально замыкается. Частичное периклинальное ее замыкание отчетливо выражено в северном Прикосоголье, на правобережье Иркутта и заканчивается в Западном Прикосоголье. На востоке вся антиклинорная зона продолжается в Восточный Хамар-Дабан, т. е. уже в Западное Забайкалье.

Внутренняя структура антиклинорной зоны распадается на ряд складчатых форм, из которых наиболее крупной является Хамар-Дабанский антиклинорий с кыренской свитой в ядре, прослеженной по долине Иркутта. Северное крыло его оборвано крупным разломом, перекрыто чешуями Ильчирского синклинория, поэтому плохо выделяется в структурном отношении. Если же принять, что слои на южной окраине Тункинских Альп относятся к частям разреза, лежащим выше слюдянского комплекса, то приходится признать срезание последнего по разлому (на большей части крыла к востоку от Ниловского отрога).

Далее к югу, на водоразделе Хангарульского хребта выделяется новая, меньшая по размерам, протягивающаяся на восток антиклинальная структура, которая кулисообразно подставляет своим западным концом Хамар-Дабанский антиклинорий. На нашей схеме ее западная часть названа Хангарульской антиклиналью, хотя ее можно было бы назвать в целом и антиклинорием. Оба антиклинория разделены крупной Утуликской синклиналью, которую (по соразмерности с антиклинориями) правильнее считать синклинорием.

Следует отметить, что сочленение этих, а также более мелких складчатых структур местами сильно маскируется интрузивными телами, дисгармоничной складчатостью, густой сетью крупных и мелких разломов и, наконец, интенсивной трещиноватостью. Наиболее распространены связанные с дисгармонией и различием в компетентности срывы и скольжения; в большинстве случаев они сопровождают контакты мощных карбонатных пачек с гнейсами. Последние дают в современном срезе сложную картину мелкой складчатости с разнообразными простираниями, а в массивных карбонатных породах, как это обычно бывает в гарганском комплексе (в частности, в иркутской свите), складок не образуется, и вся некомпетентная карбонатная серия срывается (скользит) по контакту мелкоскладчатых гнейсов, создавая впечатление несогласия или крупного разлома при крутом падении карбонатной серии. В результате гнейсы повсюду понимались как глыбы, что в частности, объясняет выделение Хонголдойской и Шумакской «глыб» Тункинских Альп, сложенных гнейсовыми сериями в окружении массивных карбонатных пород иркутской свиты.

В других местах Хамар-Дабана, например, в Восточном Прикосоголье, явления, связанные с дисгармонией и степенью компетентности пород, почти или совсем не выражены; соответственно там видны соглас-

ные соотношения между этими свитами и исчезает «глыбовость» хангарульской свиты. В частности, «глыбовость» слабо или вовсе не выражена и в северной части Хонголдойской «глыбы» (по С. В. Обручеву), как это видно по тектоническим профилям Г. М. Друговой (Другова, 1957 г.) и по карте А. Л. Самбурга. Добавим к тому же, что отсутствие глыбовости в этой структуре убедительно показано в последнее время Л. М. Парфеновым (Парфенов, 1964), описавшим согласные соотношения смежных слоев хангарульской свиты и гарганского комплекса по западному ее краю. Таким образом, даже в этой наиболее типичной глыбе, выделенной С. В. Обручевым, приходится сомневаться. Иначе говоря, все эти «глыбы» не могут быть противопоставлены структурам более высокой части докембрийского разреза, а связаны с ними в единую систему складок (иногда с частичным и местным обособлением гнейсовой серии) в связи с изложенными выше особенностями дислокаций. Настоящими глыбами могут быть признаны лишь горстовые выступы цоколя окраины Сибирской платформы (архей шарыжалгайского комплекса), а внутри складчатого протерозойского пояса только Гарганская глыба. Образование ее внутренней структуры, сложенной тем же шарыжалгайским археем, далеко оторвано во времени от облекающих ее рифейских структур, с чем связано и наблюдаемое в этой глыбе стратиграфическое несогласие между шарыжалгайским комплексом ее основания и гарганским комплексом высокой части разреза.

В итоге на основе структурных и стратиграфических данных вся складчатая структура Западного Хамар-Дабана вместе с Тункинскими Альпами рассматривается нами как единая система рифейских складчатых дислокаций.

Хамар-Дабанский антиклинорий. Ядро антиклинория маркируется кыренской свитой, протягивающейся в него из Слюдянского района (где она обозначается как слудянская серия или толща) в широтном направлении — вдоль долины Иркута. Кыренская свита вскрывается в нижних частях северного склона Западного Хамар-Дабана в горстовых отрогах этой долины; в Мондинском отроге свита погружается под облекающую ядро антиклинория хангарульскую свиту. Периклинальное погружение вскрыто долиной р. Иркут в месте, где ущелье Мондинского отрога начинает выходить в одноименную котловину, обозначаясь заворотом на северо-запад контакта кыренской и хангарульской свит, вскрытых здесь на общую мощность до 2 км. Отсюда с юго-западным простираем и ведущими падениями в северных азимутах, т. е. от ядра антиклинория, хангарульская свита уходит на запад, до долины Иркута. Крыло антиклинория в пределах хангарульской свиты обозначается весьма ясно, периклинальный же заворот ее слоев отражен на существующих геологических картах только в ее нижних горизонтах, близ слоев кыренской свиты. Однако в действительности он не ограничивается пределами погруженного ядра, и еще более отчетливо периклинальное замыкание выражено там же в слоях гарганского комплекса, карбонатные породы которого по полукругу облекают хангарульскую свиту. Несмотря на обилие в этом комплексе внутренних разрывных нарушений, плавная периклиналь сохранилась в нем полностью, и карбонатные породы всюду падают в сторону от ядра антиклинория. Эта структура имеет большое значение для суждения о стратиграфической последовательности разреза, так как здесь его последовательность решается совершенно однозначно.

Восточное продолжение северного крыла антиклинория в Тункинских Альпах прослеживается до меридиана пос. Кырен. К нему относятся «глыбы», выделенные С. В. Обручевым и сложенные кыренской и хангарульской свитами обычного для них состава. В более восточных частях южного края Альп положение северного крыла антиклинория неясно, так как карбонатные и связанные с ними породы сильно изменены в

чешуях. Большинство исследователей они относятся к гарганскому комплексу, выделяясь в иркутскую и ильчирскую свиты. Если это справедливо, то хангарульская свита на этом отрезке крыла перекрыта чешуями Ильчирского синклинория, что, вероятно, обусловлено общим усилением надвигания ядра антиклинория при движении вдоль него на восток. Действительно, от Ниловского отрога долины Иркутка все более чувствуется переход от отвесных падений к опрокинутым, южным, наблюдаемым по южному подножию Алып.

Совпадающее с долиной Иркутка ядро антиклинория испытывает по простиранию как сужения, так и расширения. Выше уже говорилось о его периклинальном замыкании близ Мондинского отрога, в следующем же к востоку Ниловском отроге обнаруживается сужение ядра и сближение его крыльев, сложенных хангарульской свитой, с последующим его расширением далее на восток, параллельным расширению молодых впадин долины Иркутка.

При подходе к Байкалу ядро антиклинория снова несколько сужается; усложняются и его внутренние дислокации, образующие зону смятия с сильно изменчивыми простираниями пород кыренской свиты, особенно в районе Зуркузунской петли Иркутка. На южном побережье Байкала интенсивность смятия ослабевает, и юго-восточные простирания становятся более или менее упорядоченными, в связи с чем можно предполагать второе расширение ядра, уходящее здесь под юго-западную часть Байкала. Упомянутое сужение и максимальное смятие приурочивается к месту максимального сближения антиклинория с зоной Краевого разлома входящего угла платформы, что отвечает, по-видимому, приподнятой перемычке (назовем ее условно слюдянской), выжатой кверху в новейший тектонический этап. А. А. Шафеев в 1961 г. совершенно неправильно истолковывал эту перемычку не как ядро антиклинория, а как синклиналь со срезанным краевым разломом северным крылом и при этом очень спокойно и просто построенную.

Крупные пликативные формы в ядре антиклинория отчетливо наблюдать нигде не удастся, но их существование неизбежно приходится допускать из-за большой ширины ядра антиклинория, достигающей в среднем до 25 км. Еще большей ширины достигает весьма растянутое южное крыло, слагающее почти всю площадь хребта Западный Хамар-Дабан (не только его северный склон, но и весь южный). Естественно, что такое широкое крыло распадается на систему внутренних складчатых структур (см. тектоническую схему), из которых такие, как Утуликская и Уригольская синклинали и Хангарульская антиклиналь по величине и сложности внутреннего строения — вполне самостоятельные структуры, соизмеримые с синклинориями и антиклинориями. Поэтому южным крылом Хамар-Дабанского антиклинория можно было бы считать собственную ближайшую к его ядру полосу хангарульской свиты, однако в связи с единством всех структур, образующих в более крупном плане широкую полосу дислокаций, противопоставленную более южной, также крупной полосе пограничного нагорья, пока мы условно считаем всю эту полосу южным крылом антиклинория (называя его крупные складки антиклиналями и синклиналями, как это уже принято другими геологами).

В южном крыле антиклинория выделяются три антиклинальные складки. Западная из них, не получившая собственного названия, находится в Восточном Прикосоголье, где ограничивается с севера Уригольской синклиналью, а на юге, сложенной зунмурунской свитой, моноклиналью, по-видимому, отвечающей крылу, более южной синклинальной структуры. Упомянутая антиклиналь сложена хангарульской свитой и имеет широтное простирание, далее к востоку она сливается с Зунмурунской антиклиналью. Последняя оконтуривается по выходам

кыренской свиты, небольшим по размерам и сильно осложненным серией разломов. Наиболее крупные из них, с большой амплитудой вертикальных смещений северо-восточного направления, срезающие юго-восточное крыло антиклинали, развиты в северо-восточной части антиклинального ядра. Этим срезанием, видимо, объясняется необычное близкое соседство кыренской свиты с породами гарганского комплекса (корниловской свиты по А. А. Шафееву) Утуликской синклинали, центриклинальное замыкание которой ясно наблюдается в правобережной части бассейна р. Зун-Мурин.

Северо-восточная ориентировка ядра Зунмуриной антиклинали выглядит как будто необычно, нарушая общее широтное простираие всего крыла Хамар-Дабанского антиклинория, но тем не менее вписывается в общий план дислокаций левобережной части Зун-Мурина и бассейна р. Хара-гол. Приуроченность наибольшего сгущения разломов к этим местам и отклонения ведущих простираий не только слоев, но и складок, вероятно, не случайна и, надо думать, отражает план блокового дробления на глубине древнего архейского фундамента.

Хангарульская антиклиналь прослеживается по выходам кыренской свиты в ее ядре, сменяясь западнее, вследствие периклинального погружения, серией мелких резко ориентированных синклиналей, ядра которых маркируются зунмуриной свитой в верхней части бассейна р. Зун-Мурин. К востоку же широкая полоса Хангарульской антиклинали вырисовывается только по контурам последовательно сменяющих друг друга стратиграфических комплексов в ее крыльях, причем ее осевая часть испытывает неоднократные местные погружения и воздымания, а также связанные с этим изменения простираий слоев хангарульской свиты. Это обстоятельство, как и явления дисгармонии, видимо, лежит в основе высказанного П. И. Налетовым взгляда о разной ориентировке структур хангарульской свиты и «битуджидинской» серии в бассейне рек Снежной и Утулика и вывода о несогласном их соотношении.

Уригольская синклиналь заходит на советскую территорию только своим восточным концом, обрезанным косым разломом. К западу она расширяется и в районе Мунку-Сардыкского узла сливается с системой складок четко очерченного периклинального погружения Хамар-Дабанского антиклинория в целом.

На этой же линии к востоку располагается проплавленная гранитоидами Жемчугская синклиналь, в западном конце сохранившая более или менее нормальное замыкание, прослеживаемое и в остатках кровли хангарульской свиты; синклиналь сложена зунмуриной свитой и ориентирована в северо-восточном простираии, параллельном направлению Зунмуриной антиклинали.

Наконец, крупной складкой в южном крыле Хамар-Дабанского антиклинория является Утуликская синклиналь, установленная еще первыми исследователями Хамар-Дабана, но до сих пор не изученная и детально не закартированная¹.

Разрывные нарушения. Хамар-Дабанский антиклинорий осложнен большим количеством разновеликих и разноориентированных разломов².

Максимальным развитием разрывных дислокаций отличаются два района — полоса чешуйчатых структур Тункинских Альп, осложняющих северное крыло Хамар-Дабанского антиклинория по границе его ядра с южным крылом Ильчирского синклинория, и средняя часть южного

¹ Для южной и восточной границы синклинали нами использованы контуры (впрочем, тоже приближенные) по металлогенической карте Забайкалья.

² На нашей карте большинство их — местные и мелкие, заметно не осложняющие ядро антиклинория и другие складчатые формы — не показаны.

крыла антиклинория (бассейн р. Зун-Мурин), где разрывы сопровождаются четко ориентированными внутренними складками.

Однако наибольшее структурное значение имеет резко выраженная зона Краевого разлома, отделяющая кристаллический цоколь окраины Сибирской платформы от протерозойского складчатого пояса. Она протягивается по краю платформы на огромные расстояния вдоль всего Восточного Саяна как цельная структурная единица, одинаково всюду проявленная, и, сохраняя свое структурное значение, уходит на восток и северо-восток под воды Байкала. Зона Краевого разлома явно не ограничивается показываемой на картах полосой перетертых пород цоколя и пограничной части слюдянского комплекса. Она обладает всеми чертами долго живущего глубинного разлома и является наиболее древней, заложившейся в раннем протерозое и определившей границу протерозойской геосинклинальной системы со стороны юго-западного края платформы, причем, в процессе своего дальнейшего развития и последующей активности зона влияния его на область развития слюдянского комплекса явно расширилась, усложняя его дислокации, вызывая явления диафтореза и т. д.

Из других наиболее протяженных разломов резко выделяются, в том числе и в рельефе, продольные разломы, осложняющие ядро Хамар-Дабанского антиклинория (на тектонической схеме показаны пунктиром). Наиболее эффектно выражен северный из них, отделяющий цепочку молодых тектонических впадин долины Иркута от высоко поднятых над ними Тункинских Альп. Второй разлом, обрамляющий цепочку молодых впадин с юга, перекрыт в большинстве мест рыхлым четвертичным покровом. Устанавливается он по данным буровых скважин; вдоль него происходит резкое увеличение мощностей четвертичных и верхнетретичных отложений Тункинской впадины (по-видимому, более 1000 м) с прислонением их к древним породам нижних частей северного склона Западного Хамар-Дабана. Возраст заложения указанных двух разломов и других более мелких разломов внутри молодых впадин неясен. Возможно, он очень древний — палеозойский или даже позднпротерозойский, поскольку на продолжительность тектонической активности разломов указывают сопровождающие их мощные зоны дробления, не характерные для четвертичных нарушений.

Северный разлом является членом серии продольных разломов, создавших чешуйчатый тип структур в Тункинских Альпах. Поскольку молодые впадины долины Иркута входят в общую систему мезозойских и мезокайнозойских впадин Западного и Юго-Западного Прибайкалья, существование описываемых разломов уже в мезозое является очевидным, как очевидно и их обновление в новейший тектонический этап, создавший современный горный рельеф.

Недавно в бассейне р. Зун-Мурин были закартированы разломы северо-западного и северо-восточного направлений, в той или иной мере выраженные в рельефе и, скорее всего, заложившиеся в дочетвертичное время. К этой системе принадлежит и протяженный разлом, секущий по простиранию Утуликскую синклинали, где он прослеживается по линейной узкой зоне интенсивного смятия сланцевых пород без сколько-нибудь выраженного дробления. Зоны последнего сопровождаются другими разломами бассейна Зун-Мурина, равно как и местные торцовые стыки слоев по простиранию. Разломы мало осложняют здесь пликвативные формы, вписываясь в общем в местный структурный план. Для суждения о возрасте первичного заложения разломов этой группы нет определенных данных. Развитые здесь большие поля рифейских гранитоидов проплавливают вмещающие структуры и дают серии пластовых тел и инъекционные зоны в их экзоконтактах, причем многие разломы пересекают одновременно и гранитоидные тела. Это обстоятельство лишает воз-

возможности однозначно принимать не только рифейский, но и какой-либо другой возраст всей системы сопряженных во времени и пространстве разломов. Можно лишь указать на возможную причину различной ориентировки местных складок и сопровождающих их разломов. Напршивается мысль о зависимости всего структурного плана этих тектонических элементов от соответствующих этому плану блоковых дифференциальных подвижек подстилающего фундамента, как это часто и более определенно удается устанавливать в других районах горного пояса юга Сибири и, в частности, в Восточном Саяне. Такие подвижки, в данном случае приходится территориально приурочивать к промежутку между Утуликской и Уригольской синклиналями, т. е. к участку, поднятому и представляющему промежуточную антиклиналь. Поскольку весь структурный план складчатых дислокаций Хамар-Дабана и его магматизм нами уверенно считаются рифейскими, то признание начала заложения хотя бы части разлома в рифейский тектоно-магматический цикл вслед за формированием складчатых форм было бы логичным. Это не противоречит и общепринятому представлению о том, что формирование складчатой структуры заканчивается ее раздроблениями с формированием послескладчатой гранитоидной интрузии.

Рифейский возраст складчатой структуры, магматизма и связанного с ним глубокого метаморфизма в Западном Хамар-Дабане надежно устанавливается по соотношению с кембрием, ближайшими полями которого являются Джидинское поле, Сархойский синклинорий и другие более мелкие поля. Из этих соотношений возникает вывод о наиболее вероятном рифейском возрасте заложения и основных направлений разрывных дислокаций — в первую очередь зон разломов по ломаной линии: Байкал, долина р. Иркут, оз. Косогол, с одной стороны, и вдоль современной долины р. Селенги и р. Джиды, — с другой, выходящей далее в Монголию. В связи с этим, по-видимому, не случайной является территориальная приуроченность к ним Джидинского и Косогольского наложенных полей геосинклинального кембрия и более поздних наложенных впадин, в совокупности свидетельствующих о продолжительной тектонической активности этих глубинных зон.

В заключение необходимо отметить еще одну группу нарушений (на тектонической схеме не показанных), развитых в гарганском карбонатном комплексе периклиналильного замыкания Хамар-Дабанского антиклинория. По правобережью р. Иркут, т. е. в восточном склоне горной группы Мунку-Сардык, в слоях гарганского комплекса (монгошинская свита, по В. П. Арсеневу), образующих там внешний край периклинали, большим распространением пользуются межпластовые подвижки. Они не нарушают цельности периклиналильного замыкания, но выражены повсюду и очень отчетливо в образовании межпластовых тектонических брекчий, чаще всего окрашенных в бурый и красный цвет натертой глиной (террароса), обычной в таких случаях. Подобные явления, судя по предыдущим описаниям, по-видимому, развиты в этом комплексе и в Тункинских Альпах по северному краю Хамар-Дабанского антиклинория. В связи с близостью Мунку-Сардыкского массива рифейских гранитоидов к периклиналильному замыканию Хамар-Дабанского антиклинория напрашивается вывод о том, что возникновение межпластовых подвижек связано с давлением со стороны этого массива в период его становления внутри гарганского комплекса. С этим временем естественно было бы связывать и заложение системы продольных и непрерывных разломов, проходящих вдоль ядра Хамар-Дабанского антиклинория. Они оказались долго живущими и сохранили свою активность как глубинные и в новейший тектонический этап: в их зоне образовались молодые впадины долины р. Иркут и пути для проникновения многократных кайнозойских излияний базальтовой магмы. Вся эта глубинная

зона разломов на востоке сочленяется с зоной Краевого разлома, где и образует наиболее крупный в Восточном Саяне структурный узел, выделенный нами ранее под названием Иркутского (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963). Этот узел, т. е. стык двух наиболее крупных и ведущих зон разломов, приурочен к юго-западному концу Байкала, а структурно — к выдающемуся мысу доколя Сибирской платформы. Он определил изгиб примыкающих к нему рифейских складчатых структур и их три ведущих направления — северо-западное Восточно-Саянское, северо-восточное Байкальское и широтное в Западном Хамар-Дабане. Эти направления сходятся в данном узле как и сопряженные с ними зоны разломов и являются, видимо, такими же древними. Отсюда следует общий вывод о древности заложения всей основной системы разломов, образующих в плане угловато-ломаную зону огромного протяжения. В нее на ближайших флангах входят зона разломов Байкальской акватории с ее северо-восточным направлением, следующая вдоль восточной окраины Иркутского амфитеатра, а также меридиональная зона разрывов Прикосоголья.

Магматизм

(структурное положение и возраст интрузивных комплексов)

Отсутствие единого мнения о положении стратиграфических комплексов Хамар-Дабана и их соотношениях, о чем уже говорилось выше, вызвало противоречивые взгляды на внутреннее строение отдельных геологических структур и на нагорья в целом, следствием чего явились и различные точки зрения на развитие магматизма данного региона. Историей развития магматизма Хамар-Дабана и прилегающих к нему районов Восточного Саяна в его общем виде и непосредственно магматическими породами занимались почти все исследователи, но обобщающих работ в этом плане было относительно мало.

Магматизм Западного Хамар-Дабана в принципе ничем не отличается от магматизма Восточного Саяна (Смирнов, Булдаков, 1962). В обоих случаях, как и по всему складчатому поясу юго-западного обрамления Сибирской платформы, выделяются пять тектоно-магматических циклов: архейский (шарыжалгайский), верхнерифейский, кембрийский, девонский и кайнозойский. Каждый из них сопровождается характерными для него магматическими комплексами, отличающимися своими геологическими позициями, положением в структурах, специфическим набором слагающих интрузивные тела горных пород, соответственным химизмом их, масштабами и площадью проявления и, наконец, той или иной формой участия в строении нагорья как крупной геологической структуры обрамления Сибирской платформы.

Архейский (шарыжалгайский) магматический цикл. Интрузивные тела этого цикла вскрыты лишь в примыкающей к Хамар-Дабану с севера (район Байкала) южной части Ангаро-Окинских горста. Шарыжалгайские магматические образования представляют типичные тела зон ультраметаморфизма, гранитизации и мигматитообразования, трудно поддающиеся расчленению, так как почти в любом участке горста наблюдаются довольно однообразные серии чередующихся в разных соотношениях орто- и парапород, монотонное чередование которых разнообразны лишь более крупные, размером в километры, тела гранитогнейсов или тела ортоамфиболитов.

Рифейский магматический цикл повсеместно развит в Западном Хамар-Дабане и примыкающих районах Восточного Саяна и является наиболее важным в истории их магматизма, особенно гранитоидный комплекс этого цикла. Комплекс основных и ультраосновных пород представлен небольшими и единичными телами, преимущественно лока-

лизующимися в примыкающей с севера зоне Китайских гольцов Восточного Саяна (Оспинском поясе).

Каледонский (кембрийский) магматизм лишь частично захватил краевые части рифейской складчатой области, причем в складчатой структуре Хамар-Дабана он практически не проявлялся.

Девонский магматический цикл, по-видимому, дал несколько малых интрузивных тел микроклиновых и амазонитовых гранитов и пегматитов в Западной части Хамар-Дабана и его перехода в Прикосоголье.

Кайнозойский магматизм проявился в обширных излияниях покровных базальтов.

Ниже нами рассматривается только верхнерифейский гранитоидный комплекс.

Верхнерифейские гранитоиды Западного Хамар-Дабана. Представление о гранитоидах этого комплекса в общих чертах было дано еще в 1952 г. М. Л. Лурье (датировавшей, впрочем, этот комплекс как «каледонский») в работе, охватывающей юго-восточную часть Восточного Саяна и западную часть Хамар-Дабана. В ней подчеркивалось, что гранитоиды района являются разновозрастными образованиями, связанными общими чертами сходства, несмотря на широкое развитие различных петрографических видов. Последующие более детальные работы, к сожалению, мало учли это совершенно правильное положение, а лишь усложнили общее понимание магматизма региона выделением не только ряда новых, считавшихся разновозрастными комплексов, плохо увязывавшихся с геологией отдельных структурных элементов и с развитием всего региона.

Так, в одной из последних работ Ф. П. Митрофанов (1962) для Восточного Саяна (Китайская зона) и Л. П. Никитина (1959) для Хамар-Дабана предложили новые схемы развития магматизма. Множество выделенных Ф. П. Митрофановым гранитоидных массивов на сравнительно ограниченной территории Китайской зоны было расчленено на три интрузивных комплекса. Существование последних обосновывалось спецификой развития различных структурно-фациальных зон, характером структурных отношений интрузивных тел с их рамой и цифрами абсолютного возраста, что привело автора к расчленению на комплексы: нижнепротерозойский (саган-шулуутский), сренепротерозойский (хонголдскойский) и верхнепротерозойский (араошскойский). Предполагалось, что каждый из них характеризует определенный этап развития структурно-фациальной зоны. В смежных зонах такой последовательности, впрочем, не наблюдалось, и в Хамар-Дабане протерозойские гранитоиды подразделяются Л. П. Никитиной уже на два комплекса: зангисанский и саянский; одновременно авторами подчеркивалась синорогенность нижних комплексов и посторогенность верхних.

Однако кажущаяся на первый взгляд логичность таких построений при детальных исследованиях сразу же вызывает некоторые возражения.

1. У авторов нет фактов, устанавливающих в формировании протерозойского разреза тектонические перерывы, что оправдывало бы разорванные во времени магматические процессы внутри протерозоя, т. е. появление обособленных комплексов.

2. Нет оснований для выделения отдельных структурно-фациальных зон (Китайской и Тункинско-Хамардабанской), а отсюда нет и коренной разницы в их развитии.

3. Не доказана постскладчатость выделенных позднепротерозойских комплексов. Фактический материал, в том числе и материал самих авторов, достаточно определенно указывает именно на синскладчатость интрузий.

Значительно большего внимания заслуживают взгляды В. П. Арсентьева и А. Л. Самбурга. По их мнению, главную роль в регионе играл протерозойский, преимущественно верхнепротерозойский (т. е. синийский) магматизм, который в своем кажущемся многообразии являлся менее сложным, чем он раньше представлялся, и протекал в достаточно определенный отрезок времени.

В соответствии с этим А. Л. Самбург выделяет на севере Хамар-Дабана лишь два интрузивных комплекса — верхнепротерозойский (саянский) и палеозойский (самсальский), развитый, по его представлениям, крайне слабо.

В качестве примера верхнепротерозойских интрузий он описывает очень крупный Ингасунский массив (Уругудеевский, по Л. П. Никитиной), площадью около 540 км^2 , принимая, что он формировался в три фазы. Продукты первой фазы представлены биотитовыми, двуслюдяными гранитами, гранодиоритами, нередко порфиризовидными и разгнейсованными, второй — лейкократовыми гранитами и третьей — микроклиновыми гранитами и граносиенитами, имеющими отчетливо рвущие контакты. Массив, в целом отнесенный А. Л. Самбургом к согласным интрузивам, структурно характеризуется гнейсовидными фациями в эндоконтактах, согласными контактами с вмещающими породами и широко развитыми гибридными образованиями. Отмечается, что и небольшие массивы ($3\text{—}4 \text{ км}^2$), как и масса пластовых тел Хамар-Дабана, также согласны и сложены расгнейсованными разностями гранитов.

К тем же по возрасту и по структурному положению интрузивам А. Л. Самбург в 1960 г. отнес гранитоидные массивы бассейна верховьев р. Иркутка и правобережья Китоля, т. е. районы Восточного Саяна, прилегающие к Хамар-Дабану с северо-запада. Здесь он выделил мункусардыкский комплекс (одновозрастный саянскому) резко преобладающих биотитовых гранитов с подчиненными им гранитоидными породами до диоритов или граносиенитов включительно.

На описываемой им территории, совпадающей большей частью с изученной Ф. П. Митрофановым площадью, А. Л. Самбург выделяет несколько массивов со следующей характеристикой.

Хонголдойский массив, имеющий форму неправильного эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении, площадью около 65 км^2 . Вмещающими породами являются гнейсы хангарульской свиты. Контакты массива совпадают с направлением гнейсовидности вмещающих пород, причем иногда видно, что изменения гнейсовидности во вмещающих породах приспособляются к формам контакта интрузива. У северной и южной границы массива контакт крутой и согласный, а на северо-западной несогласный.

Массив хребта Монго, являющийся как бы западным продолжением Хонголдойского, сложенный теми же породами, в плане представляет собою полосу широтного направления от 2 до 6 км. Массив — отчетливо согласный.

Бого-Хонголдойский массив неправильной формы, удлинённый в меридиональном направлении; площадь около 4 км^2 . Вмещающими породами служат мраморы иркутной свиты и гнейсы хангарульской. Массив представляет собой полусогласное тело.

Уртагольский массив — линзообразное тело с северо-восточным удлинением; согласное тело, приуроченное к контакту монгошинской и уртагольской свит.

Архутский массив, площадью около 20 км^2 . Приурочен к тектоническому контакту иркутной и монгошинской свит, полусогласный. К югу от него, в бассейнах Агуня, Малого Зангисана и верхнего течения Большого Зангисана, располагается сравнительно крупный Зангисанский массив площадью около 13 км^2 . Массив неправильный, вытянутый

в северо-западном направлении. Вмещающими породами служат породы слюдянской серии. Между указанными двумя интрузивами, как бы в виде связующего звена, разделенного кайнозойскими отложениями, находится Ниловский массив площадью около 35 км².

Все массивы, в том числе и большое количество мелких пластообразных и дайкообразных тел, характеризуются линейностью форм, неправильными сильно изрезанными контактами и гнейсовидностью, совпадающей с удлинением интрузий и простираaniem складчатых структур.

В. П. Арсентьев в верховьях Иркута и Оки выделяет всего один гранитоидный комплекс (саянский), относя его к верхнему протерозою. Этот комплекс, главной разновидностью которого являются нормальные биотитовые граниты, почти целиком слагает здесь хребет Мунку-Сардык, образуя крупный согласный интрузив, прорывающий ильчирскую свиту (верхний протерозой). Гранитоидные породы комплекса встречаются в гальке конгломератов сархойской свиты нижнего кембрия.

Таким образом, А. А. Самбург и В. П. Арсентьев почти все гранитоиды описываемого района объединяют в один верхнепротерозойский (саянский) комплекс, считая большую часть массивов синорогенными.

Общее структурное положение массивов в рифейского комплекса. Выше было сформулировано наше представление о Западном Хамар-Дабане как о крупном антиклинории. Сводовая часть последнего совпадает с цепочкой впадин Тункинского мезокайнозойского грабена, разделенных поперечными отрогами — реликтами самого свода. Сильно растянутому южному крылу антиклинория отвечает северный склон и современный водораздел Хамар-Дабана, а северному крылу — южная полоса Тункинских гольцов с их Хонголдойской и Шумакской «глыбами». В районе верховьев р. Иркута начинает чувствоваться периклинальное замыкание с соответственным сближением обоих крыльев, усиливающееся в хребте Мунку-Сардык и окончательно завершающееся в Монгольском Прикосоголье. Эта общая структура Хамар-Дабана во многом объясняет распределение и характер проявления рифейского магматизма.

Как и на Восточном Саяне (Смирнов, Булдаков, 1962), магматический цикл позднего рифея начинается на Хамар-Дабане с внедрения основных-ультраосновных интрузий. Их пространственное распределение явно контролируется зонами глубинных разломов, ограничивающими кристаллический фундамент (шарыжалгайский архей) от протерозойско-рифейской геосинклинали. Этот контроль устанавливается с наибольшей отчетливостью в полосе геосинклинального верхнего рифея (комплекс зеленых сланцев), залегающего на активизированном крае платформы, а также по краю близ расположенной Гарганской глыбы, маркирующемся известным Оспинским поясом субширотного простираания массивов базитов-ультрабазитов, который отделяет указанную глыбу от рифейских складчатых структур (Ильчирского синклинория, Хамар-Дабанского антиклинория и др.). В пределах самого Хамар-Дабанского антиклинория, т. е. внутри собственно складчатого сооружения одновозрастные базиты-ультрабазиты представлены немногочисленными мелкими телами, столь же ясно связанными с разломами, выходящими в комплекс зеленых сланцев; это раннескладчатые по времени своего образования тела претерпели те же, как и вмещающие их толщи, изменения: раздробление, рассланцевание и амфиболизацию, местами до превращения в амфиболиты.

Возраст базитов-ультрабазитов рифейского цикла определяется вполне однозначно: с одной стороны, они располагаются в самом верхнем члене синия, в комплексе зеленых сланцев и сопряжены с проникающими в него разломами, а, с другой, — секутся телами гранитоидной формации этого же магматического цикла.

Заключительные этапы геосинклинальной складчатости отмечены внедрением огромных масс гранитоидных пород, причем наибольшее развитие, как это отмечалось и предыдущими исследователями, получает синхронный со складчатостью магматизм с образованием крупных конкордантных и акордантных (синорогенных) интрузивных тел, характерных для всего складчатого рифейского пояса обрамления Сибирской платформы. Дискордантные (посторогенные) интрузии в Хамар-Дабане, как и в складчатых структурах рифея Восточного Саяна, представлены в явно подчиненном количестве, приобретая широкое развитие лишь в краевых частях Сибирской платформы.

Гранитоидные интрузии, одновременные с процессом формирования складчатых структур, рвут все метаморфические комплексы протерозоя и располагаются преимущественно вдоль осевой части Хамар-Дабанского антиклинория в виде согласных, вытянутых по простиранию вмещающих толщ тел (фиг. 5). Величина и морфология их самая разнообразная в зависимости от морфологии складок и характера дислокаций вмещающих толщ.

Общая субширотная ориентировка Хамар-Дабанского антиклинория обусловила появление полосы интрузий того же простирания, построенной из серии субширотно удлиненных гранитоидных массивов разной величины и формы, ослуженных массой согласных послойных инъекций мигматитов и пегматитов, образующих широкие зоны контактно-измененных пород вокруг каждого интрузивного тела. В смысле своего распределения массивы не обнаруживают выборочной приуроченности к какой-либо определенной ослабленной зоне, местной складчатой структуре или литологической толще, а почти равномерно насыщают всю складчатую структуру нагорья Хамар-Дабана (включая и Тункинскую зону чешуйчатых структур — северное крыло антиклинория). Одновременно все эти согласные интрузии, с него строго прямолинейными в общем контактами, очень четко реагируют на строение той или иной вмещающей их складчатой структуры, приспособляясь к малейшим изменениям ее направления. Несмотря на существование типичных дискордантных (рвущих) форм на отдельных участках контактов, большая часть последних почти точно совпадает с простиранием вмещающих пород, что хорошо видно прежде всего при анализе общего плана размещения гранитоидных тел. Так, в крыльях Хамар-Дабанского антиклинория, особенно в южном (собственно хребет Хамар-Дабан как современная геоморфологическая единица), интрузивные массивы вытягиваются в общем субширотном направлении согласно с простиранием слагающих это крыло вмещающих комплексов.

Типичный пример такого синскладчатого интрузивного тела представляет Ингасунский гранитоидный массив площадью около 500—600 км², протягивающийся почти от Монгольской границы на западе до южной оконечности Байкала. Перечислявшиеся выше гранитоидные массивы, выделенные А. Л. Самбургом, фактически являются лишь сателлитами этого крупнейшего массива, на что указывают общность их структурного плана и однотипность как внутреннего строения, так и инъекционных зон, слившихся в единое поле контактно-метаморфических пород и мигматитов. Аналогичное строение и структурное положение имеют гранитоидные массивы северного крыла антиклинория (зоны Тункинских чешуйчатых структур).

В западной части антиклинория (верховья рек Иркут и Китой), в его периклинальном окончании согласно с изменением простирания вмещающих пород меняется и направление удлинения интрузивных тел. Примером может служить гранитоидный массив хребта Мунку-Сардык, в строении которого обнаруживаются северо-западные, северо-восточные, а иногда и почти меридионально вытянутые элементы.



Фиг. 5. Схема размещения крупных интрузивных тел верхнерифейского гранитоидного комплекса в структуре Западного Хамар-Дабана. Составили В. В. Булдаков, Е. Н. Алтухов, А. Д. Смирнов по материалам Бурятского и Иркутского Геологических управлений и личным наблюдениям, 1964 г. Архейский структурный ярус: 1 — шаржалгайский комплекс (цоколь платформ). Рифейские отложения: 2 — кыренская свита и ее аналоги, 3 — хантарульская свита и ее аналоги. Рифейские отложения: 4 — зун-мурийский комплекс, 5 — битуг-джидлинский комплекс. Протерозойские отложения: 6 — кембрийские геосинклинальные отложения, 7 — юрские платформенные отложения, 8 — третичные и четвертичные отложения, 9 — разломы и зоны разломов: а — проследженые и дешифрированные, б — перекрытые, 10 — интрузивные тела верхнерифейского гранитоидного комплекса. Цифры на карте: структуры окраины Сибирской платформы: 1 — Ангаро-Окинский горст, 2 — Гартганская глыба, 3 — южный край юрского угленосного бассейна. Структуры рифейского складчатого пояса: Хамар-Дабанский антиклинорий: 4 — ядро (а, б, в — тектонические блоки в ядре антиклинория — Мондинский, Ниловский, Еловский отроги), 5—6 — крылья антиклинория. Антиклинали: 7 — Зун-Мурийская, 8 — Снежинская, 9 — Хантарульская. Синклинали: 10 — Угуликская, 11 — Жемчугская, 12 — Уригольская, 13 — Окинский синклинорий, 14 — Ильчирский синклинорий. Структуры кембрийской геосинклинали: 15 — Джидлинский синклинорий, 16 — Сархойский синклинорий. Кайнозойские впадины: 17 — Мондинская, 18 — Туранская, 19 — Тункинская, 20 — Южно-Байкальская, 21 — раннепротерозойская зона Восточно-Саянского краевого разлома

Более позднее блоковое дробление Хамар-Дабана обусловило некоторый разворот отдельных блоков один относительно другого, что вызвало и частичное изменение общего простирания интрузивных массивов, исказило их контуры и привело к некоторому кажущемуся беспорядку в их распределении. Однако детали морфологии контактов и внутренней структуры, устанавливаемые при крупномасштабном картировании, недвусмысленно подтверждают конкордантность и в данном случае.

Почти всегда периферические части массивов представляют собой широкую зону контакто-метаморфических и гранитизированных пород, густо пронизанных серией внедрившихся пластообразных, дайкообразных и жилоподобных гранитоидных тел, обладающих теми же, что и вмещающие породы элементами залегания. Мощность интрузивных тел и густота их насыщения обратно пропорциональна расстоянию от центра интрузива, т. е. возрастает по направлению к центральной монолитной части массива, где вся инъекционная зона превращается в однородное гранитоидное тело с сильно изрезанными краями, особенно в выклинивающейся части. Но и внутри таких, на первый взгляд, как-будто однородных, сложенных исключительно интрузивными породами массивов, встречается масса крупных ксенолитов вмещающих пород, сильно вытянутых, ориентированных параллельно контактам и обладающих теми же структурными элементами, что и вмещающие толщи. К тому же иногда в центральных участках массивов, показанных на картах в качестве сплошных интрузивов, фактически наблюдается лишь сгущение довольно крупных линзовидных тел, что еще более упрощает анализ.

Если конкордантность крупного интрузивного тела в целом доказывается в какой-то мере косвенно — согласным залеганием его в определенной структуре, совпадением его контуров с отдельными элементами таких структур, а также ориентировкой крупных ксенолитов внутри массива, то в мелких и маломощных телах периферических частей массивов непосредственно видны и детали залегания. Обычно такие интрузивные образования, так же, как и вмещающие их породы, сильно разгнейсованы и гнейсовая текстура гранитоидов совпадает не только с направлением контакта, но и с гнейсовидностью вмещающих пород; интрузивные тела изменяют форму согласно с изменением структуры вмещающих толщ, образуя мелкую складчатость, мигматитовую полосчатость, а довольно часто и разлинзовываются. Наконец, очень характерно, что мощность гранитоидных тел резко непостоянна и наблюдаются раздувы, пережимы и выклинивания, ясно связанные с изменениями залегания вмещающих толщ при складчатых деформациях.

Все эти особенности, детали которых пришлось опустить в связи с ограниченным объемом настоящей работы, отчетливо наблюдаются в контактной зоне Ингасунского массива (среднее течение р. Зун-Мурин, по р. Ингасун) и во многих других местах.

Особенностью внутреннего строения гранитоидных массивов Хамар-Дабана является пестрота состава их пород, изменяющихся от гранитов и гранодиоритов в сторону диоритов и граносиенитов со всеми переходными разностями, в том числе и лейкократовыми. Преобладающим типом всегда остаются равномернозернистые, реже порфировидные биотитовые или роговообманково-биотитовые граниты и плагиограниты, причем первично интрузивными являются, по-видимому, лишь нормальные биотитовые; а также часто секущие их лейкократовые граниты, имеющие незначительное распространение и залегающие в виде небольших тел внутри биотитовых гранитов, часто связываясь с ними постепенными переходами. Все остальные разновидности приходится рассматривать как производные тех же биотитовых гранитов, образовавшиеся или за счет ассимиляции (полного или почти полного поглощения) вме-

щающих пород, или за счет их магматического замещения в экзоконтактной зоне массивов.

Переходы от нормальных интрузивных разностей (т. е. биотитовых гранитов) к гибридным лучше всего устанавливаются на примере Ингасунского массива, наиболее крупного из всех прочих и обладающего тем самым наибольшей длиной и разнообразием контактов. Массив характеризуется исключительно непостоянным составом пород эндоконтактных фаций наряду с широким развитием неизменных гранитов в его центральной части. Последние постепенно переходят в гранодиориты и плагиограниты, несущие уже признаки ассимиляции, в виде непостоянства минерального состава и особенно непостоянства распределения темноцветных минералов и акцессориев, что, очевидно, зависит от присутствия ксенолитов, часто переработанных полностью или с образованием шлировых обособлений.

Ближе к периферии массива породы сменяются разностями, изобилующими измененными в различной степени ксенолитами и характеризующимися повышенным содержанием цветных минералов и появлением такситовых текстур; одновременно все чаще встречаются порфировидные структуры. Непосредственно в эндоконтактной зоне, часть занимающей обширное пространство, породы превращаются в диориты, кварцевые диориты, иногда граносиениты типично гибридного облика, получают преобладание гнейсовидные фации. Последние особенно развиты в местах, где гранитоидный массив начинает распадаться на ряд параллельно сближенных между собой интрузивных пластов и мощных инъекций, т. е. постепенно переходит в породы экзоконтактной зоны, сильно гранитизированные и в зависимости от первичного состава преобразованные в диоритовые или граносиенитовые разности с типичной бластической структурой. Образование их, по-видимому, следует объяснить магматическим (инъекционно-метасоматическим) замещением.

Особенно пестрый состав наблюдается среди малых согласных тел экзоконтактной зоны, представленных почти всеми типами гибридных образований, встречаемыми непосредственно в массиве, но преимущественно все же нормальными интрузивными породами, отвечающими составу биотитовых гранитов — гранодиоритов. В отличие от крупных плутонов, в мелких телах широкое развитие получают и лейкократовые граниты, причем если биотитовые граниты характеризуются здесь мелкозернистостью, то лейкократовые разности оказываются, наоборот, более крупнозернистыми, иногда пегматоидными; встречается значительное количество пегматитовых тел, которые рассматриваются нами в последнем разделе работы.

О времени внедрения гранитоидных интрузий и особенностях их формирования. Как уже указывалось, гранитоидные интрузии Западного Хамар-Дабана прорывают всю серию метаморфизованных пород протерозоя, включая и синийские образования (комплексы гарганский и зеленых сланцев). Одновременно устанавливается прорывание гранитоидами и заведомо синийских базитов-ультрабазитов, залегающих, как выше говорилось, в верхнем комплексе зеленых сланцев. Все это отчетливо намечает нижнюю границу гранитоидов, верхняя возрастная граница которых определяется присутствием их гальки в сархойской свите нижнего кембрия.

Таким образом, возраст гранитоидного комплекса датируется очень узко и однозначно как верхнерифейский и, следовательно, возбуждать некоторые сомнения может не этот возраст как таковой, а отнесение к нему всех гранитоидов, без выделения среди них и более ранних, например, нижнепротерозойских, как это считает, в частности, Ф. Л. Митрофанов.

В этом смысле существенный материал дает прежде всего рассмотрение контактово-метаморфических изменений на разных горизонтах разреза Хамар-Дабана.

Терригенные породы комплекса зеленых сланцев преобразуются близ контактов в роговики кварц-биотитовые, кордиеритовые и породы типа биотит-актинолитовых или плагиоклаз-актинолитовых сланцев, а эффузивные и эффузивно-осадочные превращаются в амфибол-плагиоклазовые или пироксен-плагиоклазовые роговики, т. е. в породы, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма; соответственно, при гранитизации по ним возникают диоритовые или микродиоритовые породы.

Меньше всего изменяются карбонатные породы гарганского комплекса (зунмурина свита), перекристаллизовывающиеся под воздействием гранитов лишь до крупнозернистых мраморов, не отличимых от мраморов хангарульской свиты, принадлежащих нижнепротерозойскому слюдянскому комплексу. Непосредственно у контакта с интрузиями карбонатные породы как гарганского, так и слюдянского комплекса превращаются в волластонитовые скарны, а при появлении в этих породах терригенных или терригенно-эффузивных прослоев — в диопсид-рогово-обманковые роговики или амфиболиты. Таким образом, специфика контактовых изменений на разных уровнях разреза обнаруживает отчетливую зависимость от литологии вмещающих толщ и вполне независима от их положений в разрезе. Во всяком случае нигде не встречены явления регрессивного метаморфизма, которые могли бы обосновывать выделение нескольких самостоятельных этапов внедрения гранитоидов.

Достаточно характерно и то, что структурные соотношения гранитоидных тел с вмещающими толщами, вне зависимости от того, в каком стратиграфическом комплексе располагается то или иное тело, остаются принципиально одинаковыми, и интрузия, находящаяся, например, в слюдянском комплексе, не несет следов воздействия каких-то дополнительных складчатых деформаций, сопровождавших внедрение верхнерифейских интрузий. Иначе говоря, и здесь нельзя найти доказательств в пользу существования еще какого-то или каких-то дорифейских гранитоидных интрузивных циклов.

В то же время в пользу существования единственного гранитоидного комплекса в верхнем рифее говорит множество фактов, главными из которых являются:

1. На огромной площади всей протерозойско-рифейской геосинклинали, как на Восточном Саяне, так и в Хамар-Дабанской зоне, докембрийские метаморфические образования составляют довольно мощный, но цельный и непрерывный разрез без значительных перерывов.

2. Сogласные соотношения между протерозойскими метаморфическими комплексами и единство структурного плана протерозойских отложений исключают возможность существования внутри них самостоятельного тектоно-магматического цикла, а тем самым и обособленного во времени интрузивного комплекса и, в частности, исключительно гранитоидного.

3. Одинаковые структурно-геологические позиции и морфология гранитоидных массивов, сходство внутреннего строения и контактно-метаморфических проявлений, одинаковый по своему составу и рудопроявлению набор пород жильной серии и, в частности, широкое развитие пегматитов также указывают на существование единого интрузивного гранитоидного комплекса.

Сказанное свойственно складчатым структурам Восточного Саяна и Хамар-Дабанскому антиклинорию. Процесс развития магматизма в краевой части платформы имел свои специфические особенности, рассматриваемые нами ниже.

Анализ материалов по Хамар-Дабану показывает синскладчатость

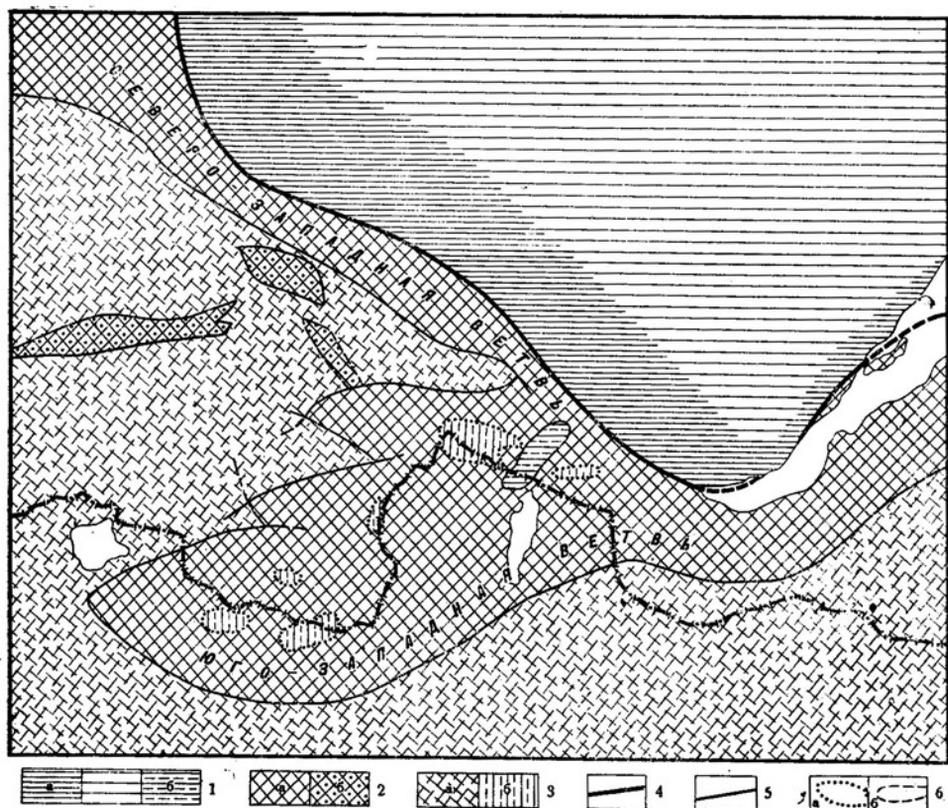
интрузий, т. е. определяет время их внедрения в эпоху пликативных дислокаций начиная от заложения крупных складчатых структур и усложнения их складками более высоких порядков до превращения рыхлых пород в кристаллическое состояние, причем в процессе консолидации структур громадную роль играли сами интрузии, вызвавшие интенсивный метаморфизм. После завершения складчатых процессов (складчатость здесь понимается в собственном смысле слова как процесс смятия слоистых толщ в складки без нарушения сплошности и последующего широкого проявления разрывных деформаций) магматическая деятельность почти прекратилась. Внедрение гранитной магмы в общем случае было однофазным, на что указывает слабая дифференциация гранитоидных массивов, вторая фаза которых выражена крайне слабо и распространена на ограниченных площадях, причем совершенно отсутствуют типичные трещинные интрузии. Проявление локальных секущих интрузий второй фазы ограничивается заключительными этапами магматизма и связывается с местными разрывными нарушениями, обычно почти не отражающимися на облике складчатых структур и на общем облике интрузивных тел; более важную роль эти секущие интрузии играли в процессе формирования и распределения пород жильной фации и главным образом пегматитов.

Относительно медленный процесс внедрения рифейского гранитоидного комплекса, огромные массы интрузирующего материала, фиксирующегося в рифейских структурах в виде конкордантных тел с широко развитой зоной мигматитовой послонной инъекции вокруг каждого тела независимо от его размеров, явились благоприятной причиной для появления гранитизированных пород во всех протерозойских толщах независимо от их положения в стратиграфическом разрезе и широкого развития гибридных пород в самих интрузивных телах, что именно и создавало впечатление гетерогенности и многофазности отдельных интрузий гранитоидного комплекса в целом. Этими же причинами объясняется и появление гранито-гнейсовых фаций пород экзоконтакта при магматическом замещении. Интенсивный контактовый метаморфизм при таком характере магматических проявлений принимает черты регионального и вызывает изменения вмещающих пород на обширных площадях с появлением пород, отвечающих глубинным фациям метаморфизма даже в толщах сравнительно высоких стратиграфических горизонтов, в частности, в верхнесинийских.

В заключение необходимо отметить, что верхнерифейский гранитоидный комплекс Западного Хамар-Дабана представляет собой типичную геосинклинальную магматическую формацию, время проявления которой в истории развития подвижного рифейского пояса совпадает со стадией замыкания этой геосинклинали — с ее наиболее поздними заключительными этапами развития. Распределение этих синскладчатых интрузий Хамар-Дабана, как и во всем поясе рифеид, часто контролируется зонами повышенной проницаемости в кристаллическом блоковом фундаменте и зависит от мощности осадочного чехла и степени его погружения и деформаций.

РИФЕИДЫ ЮГА СИБИРИ

В предыдущих разделах работы были охарактеризованы два региона, рассматриваемые нами как элементы единого рифейского подвижного пояса юга Сибири. Однако выделение этого пояса в целом немислимо без привлечения материалов по Восточной-Саянскому региону, где рифеиды в структурном отношении выступают не менее отчетливо, чем в Сангилене и Хамар-Дабане. Восточный Саян, его стратиграфия, тектоника и магматизм были уже детально описаны нами ранее (Смирнов, Булдаков, 1962; Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963), что позволяет



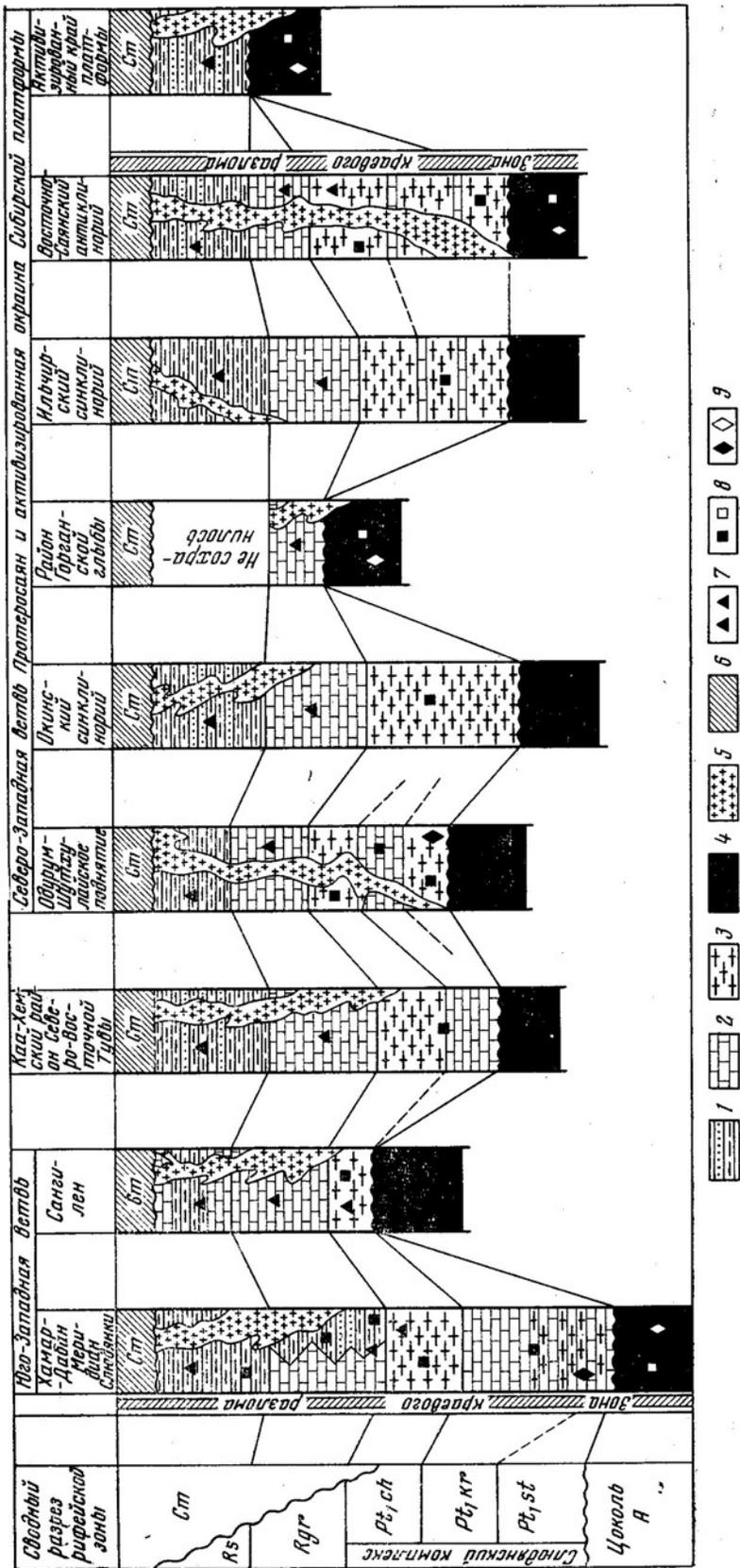
Фиг. 6. Схема взаимоотношения рифейд и салаирид по юго-западной окраине Сибирской платформы. Составили Е. Н. Алтухов и А. Д. Смирнов, 1965 г.

1 — допротеро-рифейская платформа: а — неполноразвитые рифейды на активизированном крае платформы, б — выступы допротеро-рифейского фундамента в полноразвитых рифейдах; 2 — полноразвитые рифейды; а — главные ветви рифейд, б — выступы рифейского фундамента в салаиридах; 3 — салаириды: а — наложенные кембрийские структуры на рифейдах; б — выступы рифейского фундамента; 4 — зона Краевого разлома; 5 — зона Пограничных разломов; 6 — приблизительный контур: а — наложенных кембрийских структур, б — выступов рифейского фундамента

в данном случае ограничиться некоторыми основными выводами без их специальной аргументации.

В настоящее время выделяемые нами рифейды выступают двумя крупными ветвями (фиг. 6). Северо-западную ветвь составляет Восточный Саян вместе с примыкающей активизированной в рифее же окраинной полосой Сибирской платформы (см. ниже); другая, не менее протяженная юго-западная ветвь состоит из Хамар-Дабана и Сангилена. Связующим обе ветви звеном служит Каа-Хемская зона Восточной Тувы, в которой происходит смыкание частных западных структур северо-западной ветви с юго-западной ветвью, причем через Одурум-Шутхулайское поднятие зона связывается с Восточным Саяном. Обе ветви, как одновозрастные и одинаково структурно построенные, объединяют сходный везде в своих главных чертах рифейский магматизм и (фиг. 7) однотипность разрезов, выражающуюся в одинаковом числе и последовательности стратиграфических комплексов (Смирнов, Алтухов, 1962, 1963, 1964 и др.).

Среди перечисленных выше регионов наименее изученным остается пока Каа-Хемская зона, в которой нигде не сохранилось полного стратиграфического разреза и отдельные его части выступают на небольших площадях как разобщенные остатки кровли среди обширного поля



Фиг. 7. Принципиальная схема разрезов рифеид

1 — терригенно-эффузивные комплексы; 2 — карбонатные комплексы; 3 — терригенные комплексы; 4 — кристаллический цоколь платформ; 5 — рифейская интрузия; 6 — кембрийские отложения. Господствующие фации метаморфизма: 7 — зеленосланцевая; 8 — амфиболитовая; 9 — амфиболитовая; 9 — комплекс зеленых сланцев и его аналог; Р1st — хангарульская свита и ее аналог; Р1kr — шутхудайская свита и ее аналог; Р2st — шутхудайский комплекс и его аналог; Р2kr — кыренская свита и ее аналог; Р3st — шутхудайская свита и ее аналог; Р3kr — кыренская свита и ее аналог; Р4st — шутхудайская свита и ее аналог; Р4kr — кыренская свита и ее аналог; Р5 — комплекс зеленых сланцев и его аналог; Ст — хангарульская свита и ее аналог.

разновозрастных интрузий. В других регионах имеются полные разрезы, позволяющие судить и об их непрерывности и в первом приближении об изменении мощностей и вариациях литологического состава по площади. Так, можно говорить об умеренной мощности в Восточно-Саянском антиклинории, о сокращенной мощности некоторых комплексов в Одурум-Шутхулайском поднятии, о повышенной мощности в синклиниях и о наибольшей из всех известных мощности нижней половины разреза в хребте Хамар-Дабан, в Слюдянском районе. Косвенные структурные признаки позволяют предполагать неполный разрез на Сангилене, так как здесь отсутствуют низы нижней трети разреза.

Местные перерывы и несогласия имеются в разных местах и в разных частях стратиграфического разреза рифеид. Однако на фоне преобладающих непрерывных стратиграфических связей всех членов стратиграфического разреза они имеют сугубо подчиненное и локальное значение и лишь подчеркивают свойственный всем геосинклиналям сложный характер непрерывного в общем осадконакопления. На непрерывность разреза древних толщ рифеид указывают и особенности регионального метаморфизма стратиграфических комплексов и прежде всего общий постепенный его спад по восстанию — от нижних ступеней амфиболитовой (иногда и от гранулитовой) фации к зеленокаменной (на рубеже между протерозойской и синийской частями разрезов). Промежуточным в этом смысле является верхняя, билинская свита слюдянского комплекса, характеризующаяся амфиболитовой и зеленокаменной ступенями метаморфизма с пятнистым их распределением в пространстве, в частности, в южном Сангилене, северо-западной части Восточно-Саянского антиклинория и на восточном крае Одурум-Шутхулайского поднятия. Следует заметить, что на фоне общего спада вверх по разрезу, вариации в степени метаморфизма свойственны как нижним протерозойским, так и верхним, синийским, частям разреза. Так, Л. П. Никитиной (1959) описан не вызывающий сомнения пример перехода гранулитовой фации в амфиболитовую в слюдянском комплексе северного склона Хамар-Дабана. Причина этого, очевидно, связана с бросающейся в глаза максимальной мощностью этого комплекса в Слюдянском районе (а, следовательно, с максимальным его погружением в синии) и непосредственной близостью к наиболее крупному тектоническому узлу в Прибайкалье, примыкающему к Краевому разлому платформы. Пример изменения степени метаморфизма синийских отложений описан в последнее время А. А. Шафеевым (1964) и др. На окраине платформы наибольшей пестротой регионально-метаморфизма отличается верхний комплекс зеленых сланцев синия со всеми вариациями от верхов (эпидот-амфиболитовой субфации) амфиболитовой фации до самых верхов зеленокаменной, что выражается в существовании для разных мест нормальных зеленокаменных эффузивов и образовавшихся по ним амфиболитов, а среди терригенных пород обычных филлитов, узловатых сланцев и гнейсоидов.

Сводные разрезы всех описанных регионов делятся на три наиболее крупные части, отвечающие трем стадиям развития единой протерорифейской геосинклинали — начальной, средней и конечной. Этим стадиям соответственно отвечают слюдянский, по первичным осадкам существенно терригенный комплекс с эффузивами, гарганский, карбонатный и комплекс зеленых сланцев по составу песчано-сланцевый с эффузивами.

Верхние два комплекса в согласии с выводами многих исследователей достаточно уверенно относятся к синию по синийской флоре в среднем гарганском комплексе, нижний же, слюдянский, датируется нами протерозоем и при двучленном делении протерозоя (с приравнением синия к верхнему протерозою) он должен отвечать нижнему протерозою, хотя четкой нижней маркирующей границы синия для всех

описываемых регионов и не имеется в связи с непрерывностью частных разрезов. Последнее обстоятельство привело к употреблению нами в дальнейшем термина «протеро-рифейский геосинклинальный мегацикл».

В смысле возрастной датировки слюдянского комплекса как-будто могло быть два решения: либо считать его (исходя из непрерывности разреза) продолжением синия, что соответственно обязывает признать отсутствие в описываемых регионах протерозоя и отвечающий ему перерыв огромной длительности; либо считать, что к протерозою относится именно слюдянский комплекс. Первое решение однозначно опровергается всем существующим региональным материалом для периферии Сибирской платформы, второе же хорошо увязывается с существующими представлениями по стратиграфии обеих ветвей рифеид и, в частности, с давно признанным протерозойским возрастом так называемой дербинской и алыгджерской свит северо-западной части Восточно-Саянского антиклинория, в которые переходит слюдянский комплекс. Сопоставление слюдянского комплекса с дербинской и алыгджерской свитами и отсюда установление литологической изменчивости слюдянского комплекса вдоль Восточно-Саянского антиклинория достаточно обоснованно. Он переходит в упомянутые свиты по фрагментам, которые сохранились в бассейне среднего течения р. Оки (в районе стыка антиклинория с Бирюсинским горстом окраины платформы), с одной стороны, и наложенного на рифеиды грабена восточной части Хамсаринского поля кембрия, — с другой.

Наиболее важным в выделении рифеид является установление полноразвитого магматического цикла и связанного с ним тектоно-денудационного перерыва, проявившихся в конце рифейского времени. Существование самостоятельного магматического цикла этого возраста подтверждается всеми исследованиями последних лет, причем полнота цикла определяется проявлением обоих для геосинклинального магматизма комплексов — основного — ультраосновного и гранитоидного (Смирнов, Булдаков, 1962); особенной полнотой отличается гранитоидный комплекс.

Рифейский возраст магматического цикла доказывается непосредственными наблюдениями над соотношениями его пород в обеих ветвях рифеид с разрезами кембрия как платформенными, так и геосинклинальными. Магматические породы обоих комплексов содержатся в гальке базальных слоев кембрийских разрезов обоих типов, например в таких далеко разобщенных друг от друга разрезах, как: 1) Сангилен, шурмакские конгломераты в зоне Агардагского разлома, Нарынские и Хусуингольские конгломераты во внутренних частях нагорья; 2) южное крыло Сархойского синклинория и северное крыло Казыр-Кизирского синклинория; 3) южный борт Манского прогиба; 4) в киченской свите Агульского грабена и, наконец, 5) Присаянье со всей его полосой выходов платформенного кембрия. Кроме того, имеются многочисленные случаи непосредственного залегания кембрия на самих интрузивных телах рифейского возраста. Почти все они относятся к краю платформы и хорошо известны по многим работам; в складчатом же поясе пока можно указать только на один достоверный случай такого залегания в бассейне верховьев р. Китой, описанный впервые В. П. Арсентьевым (1959 г.). В дополнение к сказанному, о существовании рифейского магматического цикла говорят примеры и для его основного — ультраосновного комплекса. В частности, основные и ультраосновные породы содержатся в гальках тех же базальных слоев кембрия в южном крыле Сархойского антиклинория (складчатый пояс) и в бассейне рек Зима и Кирей (окраина платформы).

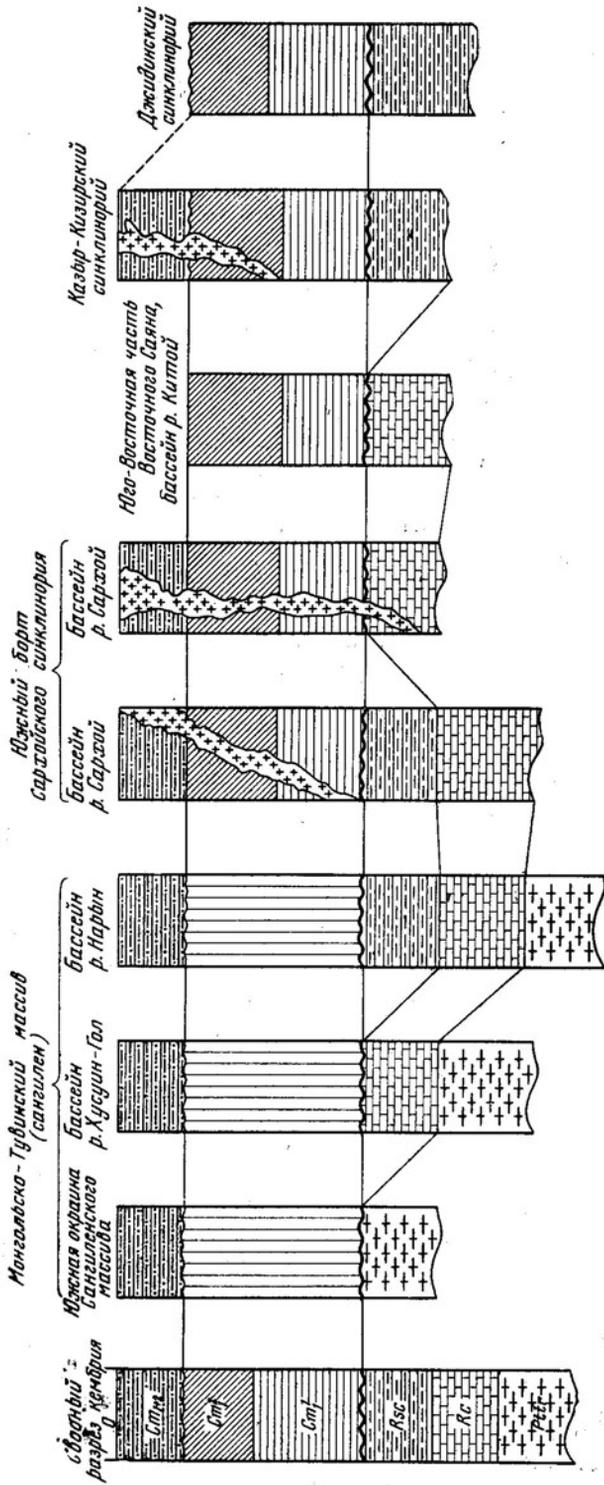
Из изложенного однозначно устанавливается повсеместный тектоно-денудационный перерыв, заканчивающий развитие обеих ветвей рифеид

и отделяющий их от наложенных на них салаирид. Этот перерыв проявляется многообразно и прежде всего по составу базальных слоев кембрия обоих типов разрезов, в которых содержатся не только магматические, но и все осадочные и метаморфические породы докембрия. Однако не менее, если не более наглядно это же следует из повсеместного наложения салаирид на рифейды обеих ветвей и их характера формирования палеозойского чехла на окраине платформы (фиг. 8).

Несогласные первичные соотношения между кембрийскими и докембрийскими отложениями многочисленны во всех частных структурах салаирид и на платформе. Они хорошо известны по многочисленным работам и материалам геологических съемок и вряд ли на них следует еще раз останавливаться. Отметим только, что трансгрессивные соотношения и угловые и географические несогласия между кембрием и докембрием видны на Сангилене (включая и смежные части Монголии), в Сархойском, Казыр-Кизирском и Ильчирском синклинориях и повсеместно на окраине платформы — в Манском прогибе и по всему Присаянью. Не менее резко рифейский тектоно-денудационный перерыв проступает и в различии внутренних структурных планов рифейд и салаирид — как в подвижном поясе, включая сюда и Джидинское поле кембрия, так и на платформе. Различие дислокаций в частных структурах рифейд и салаирид заключается в том, что в подвижном поясе рифейские структуры дислоцированы предельно интенсивно, вплоть до образования типичных для них изоклинальных складок с крутыми углами падений, тогда как более простые формы в виде открытых складок или форм, близких к коробчатым, являют частные или местные исключения, связанные с близостью горстовых частей раздробленного фундамента рифейд (Гарганская глыба, Шутхулайское поднятие, «межфланговые поля пологих дислокаций» Сангилена). В отличие от этого кембрий, как правило, дислоцирован в простые блюдцеобразные складки, особенно в непосредственной окраине салаирид, где кембрийские структуры носят ярко выраженный наложенный характер. Наиболее типичными примерами простоты внутренней структуры салаирид можно назвать грабенные структуры внутренних частей Сангилена, мульдовые структуры его Монгольской части, пологие синклинальные складки Хамсаринского кембрийского поля и восточной половины Казыр-Кизирского синклинория.

Что касается Каа-хемского района Тувы, структурно связывающего Сангилен, Восточный Саян и Хамар-Дабан, то в нем многими допускается вероятность согласных соотношений кембрия и докембрия. Однако некоторые геологи считают (Агентов, 1962), что несогласные соотношения проявлены здесь в различии степени метаморфизма, с одной стороны, верхнего комплекса зеленых сланцев синия (харальская свита В. Б. Агента) с широким развитием в нем минеральных ассоциаций зеленокаменной ступени метаморфизма (актинолит, альбит, биотит, эпидот) и, с другой стороны, лежащих на нем почти не измененных эффузивов кембрия. Одновременно усматривается и вероятное географическое несогласие, вытекающее из залегания кембрийских эффузивов на разных по составу слоях синия. Впрочем, непосредственно в обнажениях Каа-хемского района перерывов или угловых несогласий между разновозрастными слоями до сих пор не отмечено и представляется, что; несмотря на прошедшие геологические съемки, соотношение кембрия и докембрия в этой зоне остается не выясненным, подобно тому, как это имело место и на Сангилене, где «кембрийские» слои до самого последнего времени ошибочно выделялись из состава синия.

На окраине платформы структурное несогласие выражено очень отчетливо — верхний синийский геосинклинальный комплекс в грабенах дислоцирован в сжатые, открытые складки, а перекрывающие его отложения кембрия, срезая последние, залегают со слабыми ундуляциями,



Фиг. 8. Схема положения границы $Sm-R_{Sm}$ в различных частях зоны рифейд

Sm_1 — нижняя треть разреза (боксонская, балахтисонская, горлыгская, джидинская свиты и их аналоги); Sm_2 — средняя; часть разреза (боксонская, казырская, куркунутская, сагамо-сайрская, хохортовская свиты и их аналоги); R_{sc} — сланцево-карбонатный комплекс Сангилена и его аналоги; R_c — карбонатный комплекс Сангилена и его аналоги; $P(tg)$ — терригенный комплекс Сангилена и его аналоги

либо (как в Бирюса-Удинской зоне брахискладок) с образованием флексур или пологих складок облеганя.

Таким образом, в разновозрастном складчатом поясе юга Сибири по всем признакам отчетливо выражены самостоятельно оформленные структуры рифеид и салаирид, а далее к юго-западу каледонида (здесь нами не описываемые), в свою очередь наложенные на салаириды.

Тектонически наиболее сложно построенным элементом рифеид является горное сооружение Восточного Саяна, включившее в себя (помимо наложенных на него с юго-запада салаирид) две зоны с различной геологической историей, являющиеся в известной мере и «фациальными». С одной стороны, это Восточно-Саянский антиклинорий и смежные с ним более западные структуры, объединяемые в так называемый Протеросаян — рифейская складчатая структура огромной протяженности, возникшая на конечном этапе развития протеро-рифейской геосинклинали полного цикла (мегацикла). Он охватывает нижний протерозой (слюдянский комплекс) и весь синий (комплексы гарганский и зеленых сланцев). С другой стороны, это примыкающая с северо-востока зона рифеид, образовавшихся на активизированной окраине платформы. По фациям синия и по тому же, как и в антиклинории, заключительному верхнерифейскому тектоно-магматическому циклу это несомненно геосинклинали зона, но более короткого и относительно запоздавшего развития, ограничившегося одним верхним синием (комплекс зеленых сланцев). Иначе говоря, если Восточно-Саянский антиклинорий (как и Хамар-Дабан) возник на базе «протеро-синийской» геосинклинали, то рифеиды второй зоны являются результатом развития верхнесинийского геосинклиналию окраинного прогиба, наложившегося на смежную активизированную полосу Сибирской платформы. По ряду косвенных признаков промежуточное положение в смысле длительности геосинклиналию цикла занимает Сангилен, геосинклиналию развитие которого, по-видимому, началось лишь в конце нижнего протерозоя.

В итоге, к рифеидам как структурам, оформившимся в своих главных чертах до начала палеозоя, на прилагаемых геологических и структурных схемах нами отнесены: рифеиды Восточного Саяна (обе выше упомянутые зоны); Западный Хамар-Дабан; Сангиленское нагорье с его Монгольской частью и связующей для трех перечисленных элементов промежуточной Каахемской зоной. Все эти структурные единицы объединяет тектоно-денудационный перерыв, отделяющий рифеиды от салаирид, и верхнерифейский магматический цикл; большинство из них характеризуется полным геосинклиналию протеро-рифейским мегациклом и соответственно полным, причем однотипно построенным (трехчленным) разрезом. Одновременно следует подчеркнуть, что и в случае наличия только верхнего члена разреза (рифеиды на активированной окраине платформы), он целиком сохраняет черты, свойственные ему в остальных участках рифеид.

Перечисленные структуры входили в обширный протеро-рифейский складчатый пояс, который позднее был разделен наложенными на них салаиридами на две ныне вскрытые главные ветви — северо-западную, Восточно-Саянскую, и юго-западную, Хамардабан-Сангиленскую. Оформившиеся к концу кембрия салаириды наложились на рифейский пояс в местах его погружения (обрушения); так, салаирские структуры Хамсаринского кембрийского поля и Казыр-Кизирского синклинория сходящимися клиньями далеко вдаются в рифейскую раму, а салаирский Сархойский синклинорий и мульдовые структуры Сангилены располагаются целиком внутри этой рамы.

Со стороны Восточного Саяна рифеиды не только припаваются своим внешним Восточно-Саянским антиклинорием к Сибирской платформе по древней (нижнепротерозойской) зоне Краевого разлома, но и

захватывают окраину платформы как геосинклинальным осадконакоплением на его поздней стадии, так и проявлениями тектоно-магматического цикла, заканчивающего развитие и оформление рифеид.

Главнейшие внутренние структуры юго-западной ветви рифеид описаны в предыдущих разделах настоящей работы, а северо-западной — детально рассматривались нами ранее (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963), поэтому в плане настоящей работы приходится дать лишь описание наложенного на Бирюсинский горст Туманшейского грабена, а также Оютского, выделенных в последние годы на окраине платформы, и несколько дополнить характеристику Бирюса-Удинской зоны брахискладок.

Туманшетский грабен. Бирюсинский горст до последнего времени рассматривался как цельная однородная структура, сложенная кристаллическими породами бирюсинской серии, относившейся одними авторами к нижнему протерозою, а другими — к архею (шарыжалгайскому комплексу). Как единая структура он изображался на геологических картах.

Бирюсинская серия характеризовалась в целом как гнейсовая с горизонтами кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов и частым присутствием обычных метаморфических пород — известняков, хлорит-серицитовых сланцев, зеленокаменных эффузивов и даже почти неизменных эффузивов и песчаников. Последние породы, резко отличные по метаморфизму от гнейсов, в отдельные члены разреза не выделялись и сонахождение их с гнейсами никак не объяснялось.

Оказалось, что эти сравнительно слабо метаморфизованные породы в разрезе (по долине Тагула) группируются в обособленную компактную полосу, четко ограниченную разломами от кристаллических пород бирюсинской серии и сброшенную относительно последней, т. е. структурно представляющую несомненный грабен. Слои в нем дислоцированы слабее, чем породы в раме, но довольно сильно перебиты разноориентированными внутренними разрывами. Сходное описание залегания слоев недавно дал и В. Е. Дибров (Дибров, 1964) для остальной части полосы, оконуренной им внутри всего горста в виде ограниченного разломами крупного клина, расширяющегося на северо-западе в бассейне р. Туманшет. Слагающие его породы он выделил в нерсинскую свиту верхнего протерозоя, сопоставив ее с сублукской, т. е. со свитой, входящей в наш верхний комплекс зеленых сланцев, синия. Внутренняя структура выделенного им клина была, по-видимому, неясна; во всяком случае, он не назвал ее ни грабенной, ни синклинальной, а обозначил как некую «нерсинскую структуру», размещающуюся в крыле его нижнепротерозойского антиклинория, выделенного на месте Бирюсинского горста. Принимая общие контуры по В. Е. Диброву, мы выделяем эту структуру под названием Туманшетского грабена, образованного внутри Бирюсинского горста и расчленившего его на две части.

Вместе с горстом грабен протягивается на северо-запад и погружается под девонский плац Рыбинской впадины. В этом же направлении он расширяется, а на юго-восток от долины Тагула резко сужается, тектонически выклиниваясь в бассейне Бирюсы. Общая протяженность грабена около 125 км, максимальная ширина — 40 км.

По своему строению, степени метаморфизма и набору пород нерсинская свита легко сопоставляется с нашим комплексом зеленых сланцев синия и, в частности, с этим комплексом в Бирюса-Удинской зоне брахискладок, в Урик-Окинском грабене и в Окинском синклинории; это те же кварц-актинолит-серицитовые зеленокаменно измененные известковистые сланцы с подчиненными микрокварцитами, слюдисто-карбонатными песчаниками, а в верхах микроамфиболитами и даже слабо измененными основными эффузивами. В связи с этим приемлемо сопоставление ее, принятые В. Е. Дибровым, с сублукской свитой Тагульского и Уват-Каменского окон, известных в той же Бирюса-Удинской зоне брахискладок. Необходимо подчеркнуть и структурное сходство Туманшетского грабена с Урик-Окинским. В частности, в обоих грабенах встречаются и схожие по форме мелкие тектонические клинья цоколя платформы, являющегося фундаментом для комплекса зеленых сланцев, и особенно бросается в глаза одинаково направленное выклинивание грабенов в сторону Краевого разлома, а не обратно в глубину платформы. Последняя особенность свойственна всем грабенам и даже горстам окраины платформы, и в этом смысле Туманшетский грабен вписывается в общий ее структурный план как равноправный с другими структурами по величине, форме, внутреннему строению и возрасту заложения.

В связи с расчленением Бирюсинского горста на две части наложенным Туманшетским грабеном, выполненным комплексом зеленых сланцев, становятся понятными имевшиеся разногласия в определении возраста слагающей этот горст бирюсинской серии. Представления о ее нижнепротерозойском возрасте обосновывались тем, что в этой серии (т. е. на всем поле горста) имелись породы более низкой степени метаморфизма с сохранением структур и текстур пород, противопоставленных настоящему архею.

При выделении же ныне в горсте Туманшетского грабена, в который отошли все слабо метаморфизованные породы, становится очевидным, что разногласия в возрастном определении должны быть решены в пользу сторонников архейского возраста как структуры горста, так и слагающей его бириусинской серии. Бириусинский горст оказался структурой более сложной, в сравнении с другими горстами более сильно переработанной окраины платформ, в связи с чем локально проявился и диафорез его архейских пород.

Бириуса-Удинская зона брахискладок является непосредственным продолжением на север Урик-Окинского грабена, перекрытого здесь платформенным чехлом. В добавление к сделанному ранее описанию зоны (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963) остановимся только на характеристике Тагульского эрозионного окна, вскрытого близ устья р. Малый Тагул и частью в бассейне Бириусы. По размерам оно значительно больше, чем известное Уват-Каменское окно и сложено теми же породами комплекса зеленых сланцев и прорывающими телами рифейской интрузии, также перекрытыми платформенным чехлом.

В Тагульском окне комплекс зеленых сланцев аналогичен породам располагающегося поблизости Туманшетского грабена, причем геологическая ситуация этих мест не оставляет сомнений в том, что зеленый комплекс Тагульского окна примыкает к Бириусинскому горсту по зоне глубинного разлома, маркируемого цепочкой залечивающих его рифейских интрузивных тел. Эта зона разлома как долго живущая позднее неоднократно обновлялась, на что указывает сгущение в ее пределах сети наблюдаемых ныне продольных разломов. Эта зона непрерывно прослеживается из бассейна Тагула на юго-восток. На существование крупного разлома между комплексом зеленых сланцев Тагульского окна и гнейсов Бириусинского горста указывает и различие в степени их дислокаций и направлений. Так, гнейсы при общем северо-западном простирании обнаруживают плавный заворот слоев при движении к западу от Тагула к Туманшету. Слон же комплекса зеленых сланцев, также ориентированные на северо-запад по юго-западному краю окна ниже по течению р. Тагул образуют плавный изгиб с северным и, наконец, северо-восточным простираниями, т. е. в другую сторону, чем гнейсы. Этот дугообразный изгиб скорее всего определяет центриклинальное замыкание синклинали, весьма растянутой по оси, как это видно из пологих, местами даже субгоризонтальных залеганий в склонах долины р. Тагул; крутые падения встречаются лишь по местным разрывам и часты в тектонических ограничениях окна. Совершенно очевидно, что, несмотря на его сбрасывание относительно гнейсов, комплекс зеленых сланцев внутри окна дислоцирован весьма слабо, заметно слабее, чем в Туманшетском грабене.

Онотский грабен, самый южный среди других грабенов окраины платформы, находится в бассейне р. Окоп. Эта грабенная структура, выполненная комплексом зеленых сланцев, была впервые околтурена И. М. Ширококовым. По положению среди других структур и по своему внутреннему строению Онотский грабен аналогичен другим грабенам окраины платформы, особенно Урик-Окинскому, отличаясь от них только меньшими размерами и более быстрым расширением в сторону платформы, где он вскоре перекрывается платформенным чехлом.

С ходом времени выявляется все более сложное строение складчатой области рифеид, но в то же время и становятся все более отчетливыми особенности развития протеро-рифейской геосинклинали. Развитие этой древней геосинклинали происходило полно и непрерывно на протяжении всей протерозойской эры (включая и синий) без сколько-нибудь заметного проявления внутренних региональных несогласий и перерывов интрузивного магматизма, т. е. признаков, которые характеризуют тектоно-магматический цикл как рубеж, разделяющий тектонические этапы развития геосинклинали системы. Такой цикл впервые проявился лишь на завершающей стадии ее развития; нами он назван рифейским, длительность же развития самой геосинклинали подчеркнута термином «мегацикл».

Как уже отмечалось выше, полный стратиграфический разрез рифеид характеризуется трехчленным строением. Каждый член отвечает, соответственно, начальной, средней и конечной стадиям геосинклинали осадконакопления. Отложения первой и третьей стадий существенно терригенные (по первичным осадкам) со значительным развитием лав среднего и основного состава, средней — существенно карбонатные, верхней — карбонатно-терригенные; наиболее четкой трехчленностью отличаются разрезы Восточного Саяна.

Нижний член разреза чрезвычайно устойчив и выдержан в обеих ветвях рифеид. В среднем — карбонатном комплексе в подчиненном значе-

нии в переменных количествах присутствуют терригенные породы, сложенные ими горизонты достигают многих сот метров по мощности в восточной части Ильчирского синклинория и особенно в восточной части Западного Хамар-Дабана (к востоку от меридиана р. Зун-Мурин). Здесь они почти нацело вытесняют карбонатные породы. Литологически наиболее изменчивы разрезы (третьей заключительной стадии) комплекса зеленых сланцев синия. Карбонатные, эффузивные и терригенные накопления чередуются в нем в изменчивых соотношениях, но терригенные всюду неизменно составляют основу разреза.

Отложения всех трех стадий принадлежат к геосинклинальным формациям большой мощности, о цифровых выражениях которой, как уже отмечалось, говорить пока невозможно. Однако в самом первом приближении изменения мощностей намечаются с несомненностью, что отражено на принципиальной схеме разрезов рифейд (см. фиг. 7). Эти изменения, по-видимому, отражают движение и положение блоков раздробленного архейского фундамента рифейд. Отдельные его блоки находились близко к поверхности (Одурум-Шутхулайское поднятие) или временами надолго выступали выше уровня осадконакопления (Гарганская глыба, отчасти Сангилен). Самое устойчивое погружение и более мощное осадконакопление имело место в Хамар-Дабане, особенно в непосредственной близости к Байкалу, где с этим, а также в связи с близостью к наиболее мощному структурному узлу стыка рифейских ветвей, проявляется предельно глубокий метаморфизм слюдянского комплекса.

К концу развития протеро-рифейской геосинклинали, в эпоху отложения верхнего стратиграфического комплекса в сферу геосинклинального осадконакопления была вовлечена и опустившаяся окраина Сибирской платформы, до этого ограничивавшая геосинклираль по Краевому разлому. В ее вскрытой, видимо далеко не полной части, ширина полосы опускания составляет около 100 км.

Частные структуры обеих ветвей рифейд обнаруживают в их общем структурном плане изменчивую ориентировку, очевидно тоже связанную с положением отдельных глыб дифференцированного более древнего фундамента. Отсюда естественно, что наиболее устойчивой широтной ориентировкой отличается Хамар-Дабанский антиклинорий вплоть до его периклинального погружения в Косогольском районе Монголии. Далее на запад остальная часть юго-западной ветви рифейд обнаруживает в плане флексураобразный изгиб, оканчивающийся на крайнем западе (Сангилен) переходом снова в генеральные субширотные простирания. В северо-западной ветви рифейд ее простиранию соответствует наиболее протяженный Восточно-Саянский антиклинорий, ориентировка и положение которого на северо-восточной окраине Протеросаяна целиком определяются положением края древней платформы и Краевой зоной разлома. Этот антиклинорий представляется как лобовая структура, через которую в результате рифейского тектоно-магматического цикла произошло припаивание рифейд к платформе. Одновременно внутренние структуры рифейд на активизированной окраине платформы как более внешние по отношению к антиклинорию структуры ориентированы в различном направлении.

В частности, Окинский, Ильчирский синклинорий и Окинский горст-антиклинорий ориентированы субширотно, под углом к Восточно-Саянскому антиклинорию, хотя и имеют с ним тесные первичные генетические связи. Поднятия, разделяющие синклинории (Гарганская глыба, Одурум-Шутхулайское поднятие), ориентированы косо к последним. Причина такой ориентировки поднятий целиком или частично зависит от положения и ориентировки тех горстовых блоков древнего фундамента, которые составляют их основание. Более сложным изменениям простираний подвержены синийские отложения в Каа-Хемском районе Тувы.

Наиболее южные и Ильчирский и Окинский синклиории являются связующими с юго-западной ветвью рифеид. Эта связь наиболее отчетлива для восточного из них (Ильчирского), южное крыло которого переходит в северное крыло Хамар-Дабанского антиклинория. Вдоль последнего эта связь к западу несколько затушевывается, хотя и прослеживается по тем или иным признакам вплоть до его периклинального погружения (горная группа Мунку-Сардык).

Отчленение внутренних структур от Восточно-Саянского антиклинория в виде дихотомических ветвей не ограничивается только отмеченными выше структурами. К северо-западу от них подобным образом ответвляются Западный Саян (хребет Тазарама) с его юго-западным направлением и широтный хребет Крыжина, которые ныне входят в площадь развития салаирид, но содержат вскрытые в эрозионных окнах тектонические блоки частей рифейских структур (Джебашский горст и др.) с соответствующими этим хребтам простираниями. Такие образом, в палеозое оба хребта унаследовали направления рифейских структур. Собственно Восточно-Саянский антиклинорий также испытывает ветвление в северо-западном своем конце (район Артемовска), расходясь на две погружающиеся ветви — с одной стороны, широтную, отделяющую Казыр-Кизирский и Сисимский синклиории салаирид, подобно тому как Западный Саян отделяет Казыр-Кизирский синклиорий от Хамсаринского кембрийского поля и, с другой стороны, северо-западную, уходящую на севере в Красноярский хребет. Собственно Восточно-Саянский антиклинорий испытывает неоднократные ундуляции оси, в наиболее резких из которых выведены на поверхность его ядерные части, сложенные породами низов слюдянского комплекса (шутхулайская свита), что обуславливает частичные периклинальные завороты в простираниях более верхних свит. Можно полагать, что эти явления отражают те же особенности первичного дробления фундамента.

На активизированной окраине платформы структурные линии рифеид, выраженные в ориентировке грабен и горстов с ограничивающими их разломами, также составляют некоторый угол к Восточно-Саянскому антиклинорию или, что то же самое — к краю древней платформы, причем они естественно протягиваются в другую сторону — на север и северо-восток. В совокупности эти разломы составляют более молодое оперение Краевой зоны разлома с его северо-восточной стороны и в параллельном же направлении, не совпадающем с архейскими простираниями в горстах, дислоцированы синийские отложения грабен. Все грабены и большинство горстов как бы «открываются» в сторону платформы и оканчиваются своими вершинами (выклиниваются) вблизи ее края, т. е. у зоны Краевого разлома, образуя в целом перистую структуру, направленную в противоположную сторону по отношению к ветвлению структур северо-западной ветви рифеид. Их юго-западная ветвь как более просто построенная, видимо, такими чертами не обладает.

Из сказанного ясно положение рифеид и значение рифейского тектоно-магматического цикла в общем структурном плане складчатой области юга Сибири. Кроме того, здесь развиты салаириды и каледониды, на характеристике которых мы подробно не останавливаемся. Однако, сравнивая салаириды и каледониды, можно выявить характерные различия и значение рифеид для этих более молодых структур. Для салаирид это значение в структурном смысле состоит в том, что, несмотря на общий наложенный на рифеиды характер, достаточно отчетливо проступает унаследованность ими рифейского плана. Салаириды проникают в глубь рифеид именно между упоминавшимися частными дихотомическими ветвями, отходящими от Восточно-Саянского направления на запад. Эти ветви обладали антиклинорной природой, поэтому и предопределили салаирские синклиории, положение которых совпало с положе-

нием рифейских синклиналиев. К последним относятся Сисимский и Казыр-Кизирский синклиналии, а также грабен-синклиналь восточной части Хамсаринского кембрийского поля, образовавшийся целиком внутри рифейского синклиналия. В целом же граница между рифеидами и салаиридами в большинстве мест четко тектоническая, отмеченная Кизир-Додотской, Азасской и Каа-Хемской зонами региональных разломов, подготовивших будущие ограничения салаирид с востока.

Салаиридами оказалась занята большая часть площади первоначальных рифеид, бывшая площадь которых была значительно шире их современных двух ветвей; она распространялась много южнее Хамар-Дабана (где к ней принадлежит Заганский хребет на рубеже с Монголией) и на значительную площадь Забайкалья, где рифеиды известны по южному обрамлению Сибирской платформы. На распространение рифеид в пределах более поздних салаирид указывают и их выходы внутри последних — в Каахемском районе Тувы, в Казыр-Кизирском синклиналии и в Западном Саяне, вплоть до Енисея и западнее него. Большое значение рифейские тектонические движения имели для большей части Сибирской платформы. Широкое распространение рифеид вполне соответствует по масштабу тому крупному тектоно-магматическому циклу, которым было закончено их развитие.

Рассматривая в складчатом обрамлении юга Сибири его разновозрастные пояса легко видеть их последовательное смещение во времени с удалением от платформы. Рифеиды первыми припаиваются к ней, захватывая ее окраины. Вскоре после этого значительная часть рифеид испытала опускание и была захвачена наложенными салаиридами, образовавшими следующий к западу салаирский складчатый пояс. Еще дальше по периферии салаириды в свою очередь обрамляются широким поясом каледонид, наложенным на салаириды подобно тому, как салаириды наложились на рифеиды. Наконец, существует наиболее внешний герцинский пояс, обрамляющий с юго-запада возникшие до него более древние пояса, ближе всего подходящий к рассматриваемой нами области со стороны Монголии.

Параллельно такому смещению поясов в них последовательно ослабевают геосинклинальные признаки. Рифейский пояс наиболее полон как в смысле времени развития геосинклинали («мегацикл»), так и магматического процесса. Салаириды, типичные геосинклинальные образования, по характеру своей первой формации ограничены по существу только ею, т. е. имеют уже редуцированный цикл быстро закончившегося геосинклинального развития. С этим же, очевидно, связана и неполнота гранитоидного магматического этапа (отсутствие завершающих геосинклинальное развитие нормальных гранитов и граносиенитов). Более поздние каледониды, четко наложенные во внешней своей зоне на салаириды, представляли собой в этих местах по существу глубокие рвы, выполненные флишоидной формацией, т. е. наиболее ограничены в смысле своего геосинклинального цикла. Таким образом, каждые последующие структуры характеризуются многими только им свойственными неповторимыми признаками.

Приняв существование трех разновозрастных поясов, необходимо сделать вывод, что рифеиды образуют не только самостоятельные структуры, но что их общий структурный план в основном определил план более поздних салаирид. Сейчас это признается уже многими геологами, но пока еще более распространен другой взгляд, согласно которому рифеиды и салаириды обобщенно рассматриваются как байкалиды — структуры, окончательно оформившиеся в начале кембрия, т. е. структуры, завершающей складчатостью для которых была все же салаирская. При этом считается, что рифеиды не могут выделяться как самостоятельные в ряду разновозрастных поясов, поскольку они не

образовали устойчивых сооружений, а сохранили в дальнейшем свою подвижность и были захвачены салаиридами.

Существует, впрочем, и промежуточное толкование (Зайцев, 1964), при котором рифейды признаются, но в качестве узкого бордюра по самой окраине Сибирской платформы, что, конечно, не исключает, а, наоборот, подразумевает признание байкалитид. Однако следует подчеркнуть, что с таких позиций логически направомерно выделять и байкалитиды как самостоятельную тектоническую категорию — они также на большей площади сохранили свою подвижность и были захвачены каледонидами, которые в свою очередь были целиком или частично захвачены герцинидами. Очевидно, такой путь неприемлем ни логически, ни по существу, так как он затушевывает наложение и последовательную смену складчатых поясов юга Сибири и препятствует пониманию их специфики. Поэтому вряд ли возможно применять и обобщенные байкалитиды в том понимании, как они были даны впервые Н. С. Шатским, поскольку в действительности байкалитиды распадаются во времени и пространстве на самостоятельные части — рифейскую и салаирскую с различными для них полнотой геосинклинального развития, магматической деятельностью и металлогенией. При этом именно рифейский тектоно-магматический цикл на границе рифей — кембрий является важнейшим рубежом в истории общего развития структур юго-западного обрамления Сибирской платформы.

* * *

Выше было показано, что в рифеидах юга Сибири четко выделяются две зоны, разделенные системой Краевого разлома Сибирской платформы. С одной стороны, это весьма подвижная внутренняя зона рифеид, которая прошла длительный протеро-рифейский цикл геосинклинального развития и испытала, если не по всей своей длине, то на большинстве участков, весьма глубокое погружение и, с другой стороны, внешняя зона с редуцированным геосинклинальным циклом, заложившаяся лишь перед верхним синием на активизированной тогда окраине платформы. Естественно предполагать, что различная геологическая история этих двух зон обусловила и определенную специфику магматизма каждой из них, а тем самым и металлогении.

Как уже говорилось, верхнерифейский магматизм проявился в образовании двух интрузивных комплексов — раннескладчатого базитово-ультрабазитового и несколько более позднего гранитоидного. В плане интересующей нас редкометальной металлогении первый из них не представляет заметного интереса, на особенностях же гранитного комплекса, соответственно во внутренней и внешней зонах рифеид, следует остановиться несколько подробнее.

Огромное количество интрузивных тел этого комплекса насыщает все частные структуры рифеид. При этом геологические наблюдения устанавливают несомненное единство процесса гранитоидного магматизма и более или менее синхронность его — синхронность, по-видимому почти полную по простираанию рифеид (соответственно вдоль каждой их зоны) и более относительную вкrest общего простираания при переходе из одной зоны в другую. Однако и в последнем случае указанная одновременность все же в основном сохраняется — в обеих зонах тела базитово-ультрабазитового комплекса проникают в самый верхний, верхнесинийский член разреза и в свою очередь секутся гранитоидами, прорывающими весь геосинклинальный разрез. При всем этом проявления гранитоидного магматизма во внешней и внутренней зонах рифеид имеют и достаточно четкие различия, конкретно сводящиеся к следующему.

1. Прежде всего эти различия выражены в структурном положении и площадном распространении тел гранитоидного комплекса.

Во внутренней зоне, если говорить о наиболее типичных для нее участках с глубоко погруженным геосинклинальным основанием, как в антиклинориях Восточного Саяна и особенно Хамар-Дабана, — распределение интрузивных тел практически равномерное, контролируемое складчатыми формами разных порядков. При этом почти все наиболее крупные интрузии зоны образуют вытянутые вдоль осевых частей складчатых структур массивы, сопровождающиеся мелкими, ориентированными в том же направлении телами, причем каждый интрузив, независимо от его размеров, окружен широкой полосой инъекционных зон, обильно насыщенных жилами пегматитов и мигматитов. Во всех этих телах, особенно в мелких, отчетливо наблюдаются элементы конкордантного залегания и их конформность складчатым структурам.

Совершенно иначе ведут себя интрузивы этого комплекса во внешней зоне, в которой их распространение отнюдь не носит «площадного» характера, а обнаруживает избирательную приуроченность к продольным поясам крупных разломов. Массивы гранитоидов здесь явственно дискордантны, форма обычно зависит от конфигурации разломов, вдоль которых они группируются, контуры чаще неправильны и лишь изредка изометричны. Расположение интрузивных тел в той или иной геологической структуре зависит не только от направления главных разломов, т. е. разломов, ограничивающих крупные горсты и грабены активизированной окраины платформы, но и от ориентировки оперяющих их нарушений более высокого порядка. Сочленения указанных нарушений обычно оказывались наиболее благоприятными для внедрения гранитовой магмы и образования довольно крупных интрузивных тел и сопровождающих их жильных образований. Поэтому интрузивные тела располагаются под разными углами к простирающему вмещающим породам и соответственно с этим и к складчатым структурам вообще.

Таким образом, для занимающих огромные пространства во внутренней зоне рифеид ее погруженных участков, с одной стороны, и для внешней зоны в целом, с другой стороны, наблюдаются две предельно различные формы проявления гранитоидного комплекса. В первом случае комплекс практически не содержит постскладчатых тел и представляет лишь типично синскладчатыми интрузиями, становление которых отвечает эпохе складчатых движений конца синия, т. е. времени замыкания протеро-рифейской геосинклинали и ее превращения в область завершённой складчатости, во втором же случае гранитоидная интрузия оказывается явно постскладчатой по отношению к вмещающей раме. Следует отметить, что на отдельных участках внешней зоны, там, где сохранились относительно приподнятые глыбы догеосинклинального фундамента, имеет место смешение обеих форм проявления гранитоидного комплекса и в нем наряду с преобладающими синскладчатыми телами получают некоторое развитие и непосредственно связанные с ними постскладчатые тела более позднего этапа. Очевидно, интрузии внешней зоны синхронизируются именно с этим этапом, являясь тем самым несколько оторванными во времени от синскладчатых тел внутренней зоны.

2. Отчетливо заметно и различие внутреннего строения гранитоидных массивов указанных зон. Гранитоидные массивы внутренней зоны характеризуются довольно пестрым набором пород, причем пестрота состава зависит в большинстве своем от широкого развития ассимиляционных явлений, особенно глубоко захвативших эндоконтактные части интрузивов, и от процессов гранитизации пород экзоконтактов, наиболее интенсивной по периферии крупных плутонов и в окружающих их

инъекционных зонах. Поэтому получили широкое распространение породы, отвечающие составу гранодиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, граносиенитов, а также и более основные разновидности, т. е. типичные гибридные образования.

Преобладающим типом пород, участвующим в строении гранитоидных массивов, являются равномернoзернистые, большей частью мелкозернистые, иногда порфировидные биотитовые или роговообманково-биотитовые граниты и плагиограниты, реже лейкократовые граниты, в целом представляющие первично-интрузивные образования. Эти же разновидности пород являются главными и в гранитоидных массивах внешней зоны, но отличием последней является то, что гибридные фации пород (в том числе породы эндо- и экзоконтактов) в ней развиты несколько слабее, но зато очень широко распространены двуслюдяные и лейкократовые граниты, т. е. самая поздняя фаза гранитоидов верхнерифейского комплекса.

3. Огромное значение имеет специфика внедрения гранитоидной магмы в выделенных зонах рифеид. В складчатой зоне рифеид процесс внедрения гранитоидной магмы был преимущественно одноактным (однофазным), но относительно длительным и непрерывным на протяжении всего периода складчатых дислокаций, т. е. почти с самого начала заложения крупных складчатых структур вплоть до усложнения их складками более высоких порядков. Синхронный со складчатостью и консолидацией складчатой зоны процесс внедрения магмы проявился тем самым в образовании громадных конкордантных и конформных интрузивных тел, окруженных обширными зонами мигматитовой послонной инъекции или полями более мелких интрузий такого же конформного залегания с не менее развитой, чем у крупных плутонов, послонной инъекцией. Медленный, растянутый во времени, но в то же время, вообще говоря, однофазный процесс внедрения вызвал широкое развитие гранитизированных и глубокометаморфизованных фаций боковых пород и обильное развитие жильных дериватов и главным образом пегматитов. Длительность процессов внедрения благоприятно влияла на интенсивность магматического и контактно-метасоматического замещения боковых пород и удаление летучих из магмы, что повлекло за собой появление различных гнейсовых фаций и выразилось в многообразии гибридных образований и пестроте слагающих гранитоидных массивов пород, но отрицательно сказалось на концентрации рудных скоплений. Внедрение гранитоидной магмы во внешней зоне несколько отстает от времени внедрения главной интрузивной массы внутренней зоны рифеид и отвечает, как уже говорилось, по-видимому, более позднему этапу интрузивного процесса, протекавшего в этой зоне. На это указывают примеры дискордантного прорывания гранитоидами пород комплекса зеленых сланцев синия внешней зоны, уже дислоцированного к моменту внедрения в сложные складки и разбитого дизъюнктивными нарушениями. Пути проникновения главных порций магмы служили крупные разломы или узлы их пересечения. Сказанное выше позволило нам еще ранее (Смирнов, Булдаков, 1962) выделить посттектонический (постскладчатый) этап развития гранитоидов верхнерифейского комплекса, который наиболее широкое развитие получил именно во внешней зоне, а во внутренней зоне проявился в виде единичных интрузий или небольших тел поздней фазы лейкократовых гранитов. Специфика геологических условий внедрения верхнерифейских гранитоидов во внешней зоне обусловила здесь более полную дифференциацию магмы. Это выразилось в многофазности внедрений с образованием крупных дискордантных плутонов биотитовых гранитов и часто рвущих их не менее крупных тел двуслюдяных и лейкократовых гранитов и, наконец, сопровождающих эти граниты редкометалльных пегматитов.

4. Различие гранитоидного магматизма заметно не только при сравнении двух главных структурно-фациальных зон рифеид, но и внутри каждой из этих зон.

Рифейский магматический процесс, захвативший внешнюю зону, протекал в относительно однообразных на всем ее протяжении условиях. Особенностью его является лишь то, что интенсивность магматических проявлений уменьшается по мере удаления от Краевого разлома, причем вблизи разлома или крупных оперяющих его нарушений располагаются и наиболее крупные интрузивные тела, часто сопровождающиеся сравнительно узкими зонами инъекций по густой сети трещин, вдали же от разломов размеры гранитоидных массивов резко сокращаются и ведут себя как типичные трещинные интрузии, часто изометричные или слегка вытянутые вдоль нарушений. В горстовых структурах по сравнению с грабенами количество интрузивных тел больше; возрастает и интенсивность контактно-метаморфических изменений боковых пород и гранитизация их, что, по-видимому, объясняется глубиной эрозионного среза.

Большим разнообразием характеризуется процессе внедрения гранитоидов по простирацию внутренней зоны рифеид, построенной из двух ветвей — северо-западной (Восточно-Саянской) и юго-западной (Хамардабан-Сангиленской). История формирования каждой из этих ветвей имеет специфические черты, обусловленные, с одной стороны, различной территориальной близостью платформы, с другой же — неравномерным погружением блокового фундамента, на котором была заложена протерозойско-рифейская геосинклиналь. Эта неравномерность погружения отчетливо проступает не только в изменении мощностей осадочно-метаморфического чехла и в особенностях дислокации его, но и в магматических проявлениях и распределении интрузивных тел в тех или иных геологических структурах.

Так, в областях устойчивых опусканий магматизм выражен внедрением крупных интрузивных масс с образованием обширных конкордантных и конформных со складчатыми структурами плутонов, окруженных широкими ореолами инъекционных зон, примером чему могут служить в целом Хамар-Дабанский антиклинорий и Восточно-Саянский. В этом случае в распределении интрузивных тел и сопутствующих им обильных пегматитов основную роль играют складчатые структуры.

В Окинском синклинии, значительно погруженном, интрузивные тела распределяются преимущественно уже в краевых частях структуры, в центральных же частях встречаются единичные тела, чаще полу-согласные или явно секущие (дискордантные). В относительно более приподнятых блоках рифейской складчатой области (Каахемская структурная зона, Окинский горст-антиклинорий, Сангиленский синклиний) интрузивные тела хотя и являются в целом синскладчатыми образованиями, на что указывает конкордантность их залегания и конформность, но первопричиной линейного распределения массивов явились не столько складчатые структуры чехла, сколько глубинные разломы в подстилающем фундаменте. Чем меньше мощность осадочно-метаморфических образований и меньше глубина залегания цоколя, чем более характер магматизма внутренней зоны рифеид сближается по своим особенностям с магматическими проявлениями внешней зоны, тем резче проступает дискордантность его интрузий и появляется больше лейкократовых разностей гранитоидов, т. е. наблюдается более сложная глубинная дифференциация магмы, способствующая возникновению многофазных интрузий, характерных для наиболее поздних этапов развития геосинклинальных структур. Таким образом, если в целом гранитоидный магматизм внутренней зоны, как это раньше подчеркивалось, представляет собой типичную геосинклинальную формацию, то на

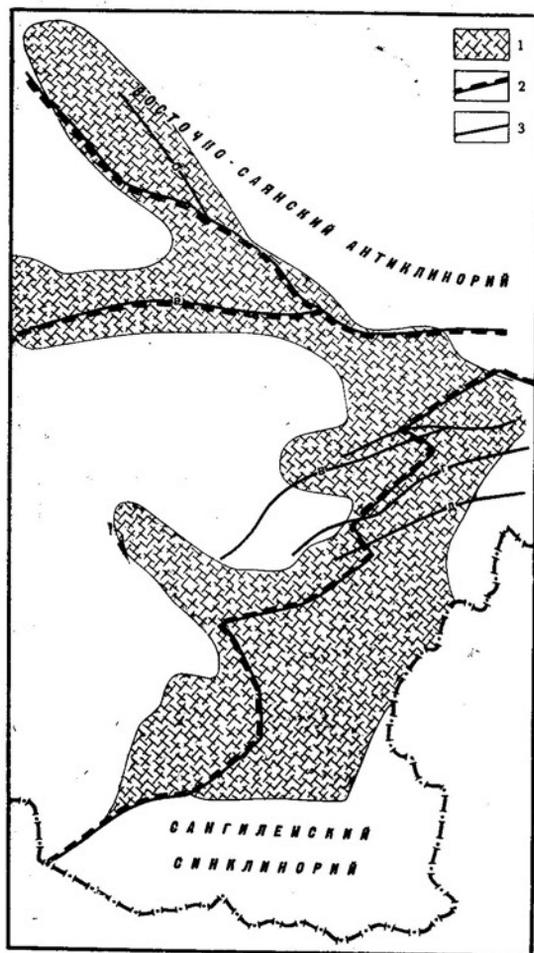
отдельных ее участках в нем проявляются элементы орогенной формации, типично представленной во внешней зоне.

Отмеченные черты различия гранитоидного магматизма, выразившиеся в структурном положении, внутреннем строении и характере дифференциации, вызвали и неодинаковое в главных чертах развитие пород жильной серии и особенно интересующих нас пегматитов. Так, в складчатой зоне пегматитовые жилы почти равномерно насыщают всю полосу рифеид, не образуя территориально или структурно обособленных пегматитовых полей, за исключением некоторой естественной концентрации их вокруг определенных интрузивных тел или внутри инъекционных зон. При этом морфология пегматитов очень тесно связана с морфологией вмещающих складчатых структур, но более высоких порядков, чем те, которые контролируют интрузивные тела. Внутреннее строение и состав пегматитов довольно постоянный. Это типичные полевошпатово-слюдистые пегматиты.

Пегматиты внешней зоны образуют своеобразный пегматитовый пояс, состоящий из ряда вытянутых вдоль крупных нарушений полей общего северо-западного простираения. Этот пояс прослеживается почти на всем протяжении края платформы и особенно четко проявляется в грабленных структурах. Морфология тел пегматитов, их внутренних состав и металлогения резко отличаются от пегматитов внутренней зоны рифеид и очень тесно связаны с формированием более поздней фазы гранитоидов рифейского комплекса, т. е. в конечном итоге зависят от

полноты процессов дифференциации гранитоидной магмы.

Помимо рифейского редко-металльного оруденения, связанного с гранитными пегматитами, в горном поясе Сибири развито более молодое оруденение иного «апогранитного» типа. Связано оно с девонским комплексом гранитоидов и щелочных пород. Становление девонской интрузии совпадает с временем становления молодой палеозойской платформы и, в частности, с периодом последней, наиболее мощной в геологической истории подвижного пояса площадной реактивации рифеид и салаирид. Этим объясняется повсеместное площадное распространение тел этой интрузии.



Фиг. 9. Схема максимального распространения пород девонской интрузии (зоны максимальной девонской реактивации рифеид и салаирид)

1 — площадь (Саяно-Казахская дуга), перспективная на месторождения «апогранитного» чехла; 2 — предкембрийские зоны глубинных разломов по границе рифеид и салаирид; 3 — палеозойские разломы: а — Кандотский, б — Канский, в — Азасский, г — Чайганский, д — Тиссинский

При первом взгляде на имеющиеся геологические карты мелких масштабов тела девонской интрузии размещаются неравномерно и как будто беспорядочно и вне закономерной связи со структурами разновозрастных зон. Однако при внимательном анализе карт устанавливается чрезвычайно слабая связь интрузивных тел с морфологией складчатых структур или даже отсутствие такой связи и весьма отчетливая приуроченность их к тем долгоживущим зонам глубинных разломов, которые усилили свою активность в девонском периоде реактивизации и предопределили максимальное распространение этих тел. Вне этих зон интрузивные тела встречаются значительно реже и в малом числе.

Таким образом, выявляется поясовое размещение девонской интрузии и при частой ее непосредственной пространственной связи с зонами девонского осадконакопления и, в частности, девонского вулканизма. Это имеет важное значение для общей геологии девонского периода — определение возраста интрузии, комагматичности ее с девонским вулканизмом и т. д.— и там, где ныне наблюдается пространственная разобщенность интрузивных тел и девонских отложений. Однако в ряде случаев наблюдаемая ныне пространственная разобщенность по некоторым данным является первичной, т. е. распространение тел девонской интрузии на площади иногда оказывается шире, чем площадь девонского осадконакопления.

К типичным примерам указанной пространственной связи относятся в краевой полосе Сибирской платформы весь Бирюсинский грабен вплоть до его юго-восточного окончания, включая и ближайшее обрамление, а в складчатом поясе — Кандотский грабен. Примерами связи девонской интрузии с зонами разломов являются все зоны, в особенности на сочленениях рифеид и салаирид, например: 1) Аксуг-Соруг-Кижихемская зона и ее восточное продолжение в верхних частях бассейнов рек Ии и Хойто-Оки, 2) секущая Восточно-Саянский антиклинорий Канско-Манская зона и 3) наиболее протяженная Каахемская зона.

Перечисленные три зоны составляют с некоторыми ответвлениями одну огромную и наиболее важную в поисковом отношении дугу, в целом приуроченную к стыку рифеид и салаирид (фиг. 9), отмечаемую широкой полосой максимального насыщения девонскими интрузивными телами. На юге дуга примыкает к Сангиленскому нагорью, в середине к Шутхулайскому поднятию, а на севере ветвится на указанные выше зоны. В этом районе наиболее полно проявилась и дифференциация магмы, образовавшей многофазные, благоприятные для выделения концентрации рудных компонентов тела, особенно в их поздних фазах, а также щелочной метасоматоз. Жильные фации каждой фазы внедрения (среди которых собственно пегматиты весьма редки), так же как и сами интрузивные тела, захвачены теми же явлениями неравномерно проявленного метасоматоза и сопровождающего его рассеянного оруденения. С удалением от этих разломов, т. е. на остальной площади распространения девонских тел, их дифференцированность, метасоматоз и оруденение убывают вплоть до полного исчезновения.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПЕГМАТИТОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ В РИФЕИДАХ ЮГА СИБИРИ

В последние годы при выяснении закономерностей возникновения тех или иных типов эндогенных месторождений возрастающее внимание уделяется анализу геологических условий их формирования. Тем самым подразумевается существование определенной причинной зависимости

между характером развития различных геологических процессов, с одной стороны, и особенностями развития магматизма и его производных с другой.

Совершенно очевидно, что любая попытка как бы то ни было осмыслить взаимозависимость того и другого должна базироваться на определенных представлениях о физической сущности магмы и характере ее реакций на внешнее воздействие.

Наши исходные позиции (Недумов, 1962, 1965_{1, 2}) основываются на представлениях о магме как о сложном силикатном расплаве, включающем в себя разнородные, но взаимосвязанные группы компонентов. В ходе эволюции этой системы возможны три основных вида дифференциации: ликвация, кристаллизация и отщепление газовой фазы. Дифференциация является ответной реакцией системы на внешнее воздействие, факторами которого служат изменения давления, температуры и добавление в систему (или удаление из нее) каких-либо компонентов. Особую роль играет фактор времени, определяющий длительность или интенсивность внешнего воздействия, а также степень проницаемости внешней среды, от которой зависит возможность пространственного перемещения системы в целом или каких-либо ее более или менее подвижных частей.

Различное сочетание, характер и интенсивность проявления перечисленных факторов могут привести в одних случаях к резкому обособлению компонентов более или менее легкоплавких или легколетучих соединений в составе жидких или надкритических фаз, в других — к разделению системы на сравнительно близкие по составу части; в одних случаях продукты дифференциации могут оказаться пространственно разделенными, т. е. возникнут самостоятельные относительно замкнутые системы, в других случаях пространственной изоляции не произойдет и т. д. Все это определяет длительность и интенсивность взаимодействия магмы с боковыми породами, и характер ее дифференциации, а следовательно, и ее химический состав, одноактный или многофазный характер внедрения, обособление производных того или иного фазового состояния и химического состава, концентрацию или рассеяние разнообразных компонентов магмы и в конечном счете формирование различных типов месторождений: керамических, слюдоносных, редкометалльных и хрусталеносных пегматитов, редкометалльных гранитов, грейзенов, скарнов и т. д.

Так как все факторы внешнего воздействия целиком и полностью определяются геологической обстановкой, то при выяснении закономерностей формирования месторождений недостаточно установления таких закономерностей, как их пространственный контроль определенными типами разрывных или складчатых сооружений, приуроченность к тем или иным литологическим разностям вмещающих пород и т. д. Совершенно необходим еще и анализ динамических условий развития магматического процесса, анализ структурно-механических свойств среды и других геологических факторов, имевших место в период развития магматизма. Другими словами, главное значение имеет не то, в каком направлении ориентирована та или иная магмоконтролирующая структура, какова ее форма, природа и т. п., а то, какие условия (давления и температуры, интенсивность и величина их перепадов, интервал проницаемости, степень химического взаимодействия с боковыми породами) эта структура обеспечивала в период формирования интрузии.

Основываясь на сопоставлении геологических условий развития гранитного магматизма и формирования разнообразных производных гранитов в различных регионах (Недумов, 1965₂), к числу главных геологических факторов, оказывающих влияние на развитие этого процесса, мы относим следующие:

1. Особенности консолидированного кристаллического фундамента конкретных участков подвижных областей земной коры.

2. Особенности неконсолидированного осадочно-вулканогенного относительно пластичного чехла и характера его дислокаций.

3. Особенности тектонического режима и относительная роль пластичных и разрывных деформаций в разрядке тектонических напряжений.

К числу второстепенных геологических факторов относятся: состав вмещающих пород и их текстурно-структурные особенности, а также локальные условия, определяющие план деформаций толщ и интенсивность разрядки тектонических напряжений. Геологическую обстановку в каждом конкретном случае необходимо рассматривать в тесной взаимозависимости всех геологических явлений, учитывая при этом удельный вес каждого из них.

Не останавливаясь более на этих вопросах, подробно уже рассматривавшихся нами (Недумов, 1965₂), отметим лишь, что на примере многих регионов мира изменение характера магматизма и типов магматогенных месторождений прежде всего закономерно сопровождается и, очевидно, определяется возрастанием относительной роли жесткого кристаллического фундамента в разрядке тектонических напряжений. При этом поля керамических и затем слюдоносных пегматитов, формирующиеся в областях с резко преобладающей ролью складчатых деформаций мощных геосинклинальных толщ, постепенно уступают место редкометальным пегматитам. Последние представляют обширную группу пегматитовых полей начиная с существенно плагиоклаз-микроклин-альбит-сподуменовых и кончая существенно кварц-альбит-сподуменовыми или кварц-альбитовыми, зачастую с большим количеством литиевых слюд, поллуцита, касситерита, вольфрамита и других минералов, содержащих компонент летучих соединений. При этом начальные члены этой группы, например некоторые поля докембрийских пегматитов Канады или Сибири, формируются в областях с относительно слабо проявленной ролью жесткого блокового фундамента, т. е. в условиях близких к таковым слюдоносных пегматитов, а конечные члены, например, докембрийские пегматиты Южной Родезии или некоторые мезозойские в Приморье формируются в условиях преобладающей роли фундамента, перекрытого относительно маломощным пластичным чехлом, отчетливо контрастным по своим механическим свойствам относительно фундамента. В сходных с последними условиями, но при сравнительно более спокойном тектоническом режиме формируются граниты, содержащие хрусталеносные пегматиты.

В реактивизированных областях, где с начала и до конца тектономагматического цикла резко доминирующая роль в разрядке тектонических напряжений и формировании структур принадлежала жестким блокам фундамента, преобладающим развитием пользуются грейзеновые, кварцево-рудные, пневматолит-гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения. Преимущественно в зонах обрамления этих областей находят свое место редкометальные граниты и иногда граниты с хрусталеносными пегматитами. Типичным примером таких областей могут служить мезозойды Забайкалья.

Совершенно ясно, что определение геологических условий развития какого-либо магматического цикла подразумевает прежде всего возможно более глубокий ретроспективный анализ геологической истории конкретного региона, выяснение того, на какой структурной базе началось развитие цикла, каковы были план предыдущих и синмагматических деформаций, степень консолидации фундамента, пластичность чехла, их вещественный состав и т. д.

Приступая к такому анализу относительно рифейд юго-западного обрамления Сибирской платформы, подытожим прежде всего исходные

данные, приведенные в предыдущих разделах, а также в ранее вышедшей книге (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963) и в работах других исследователей.

1. Среди крупных разрывных нарушений, фиксирующихся в древнейших толщах, выделяются две группы (фиг. 10)¹.

а) Первая группа — разрывы северо-западного (300—310°) и северо-восточного (50—60°) простирания. Из них первые наиболее четко проявлены и пользуются преобладающим развитием, особенно вдоль края платформы. Во внутренних частях протерозойской геосинклинали они проявлены слабее, хотя местами проступают достаточно отчетливо в узких протяженных зонах, например в полосе от верховьев Большого Енисея и до излучины Енисея севернее Абакана (фиг. 10).

Нарушения северо-восточного простирания каждое по отдельности менее протяженны, но в совокупности образуют столь же протяженные зоны. Наиболее широко они проявлены в полосе, ограниченной на флангах Гарганской (Окинской) глыбой и Одурум-Шутхулайским поднятием и протягивающейся в ней от края платформы. В пределах края платформы и особенно в глубь ее северо-восточные нарушения значительно более выдержаны, причем их наибольшее сгущение отмечается в интервале Ока — Бирюса.

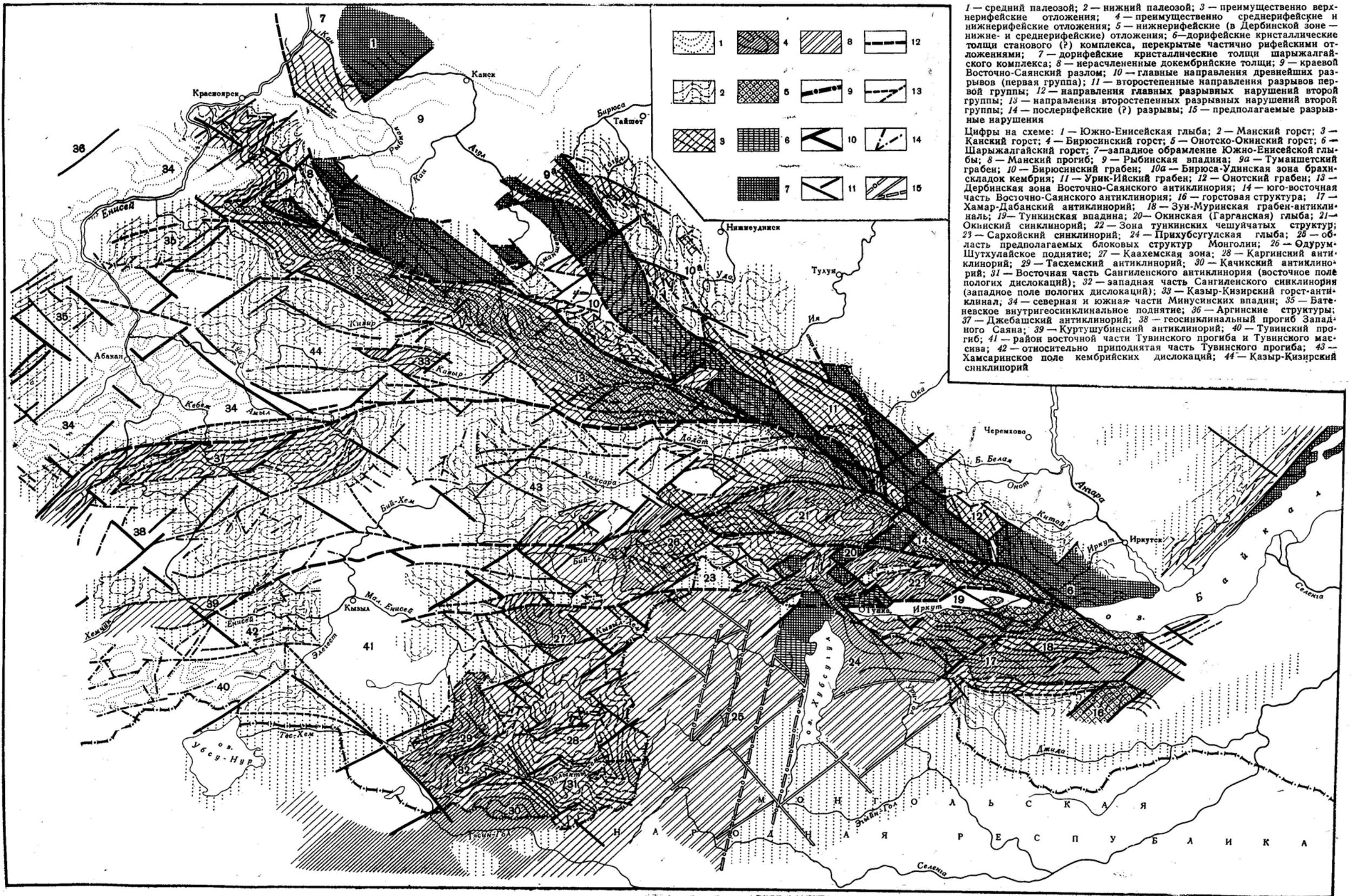
б) Вторая группа нарушений в целом выражена значительно отчетливее как в краевой части платформы, так и в области полноразвитых рифеид, зачастую наследуясь более поздними тектоно-магматическими циклами. В краевой части платформы эти разломы ограничивают горсты и грабены, ориентированные по азимуту 320—340°. В области полноразвитых рифеид в общем они имеют субширотное простирание. Характерными особенностями и тех и других являются, во-первых, четкая пространственная обособленность друг от друга; во-вторых схождение субмеридиональных и субширотных нарушений в плоскости Краевого Восточно-Саянского разлома, преимущественно в основании горстовых и грабенных структур края платформы в местах пересечения Краевого разлома разломами северо-восточного простирания; в-третьих, разломы второй группы имеют тенденцию причленяться к разломам первой, вследствие чего границы горстов и грабенов края платформы отклоняются к западу, а в полноразвитых рифеидах возникает дугообразное строение субширотных линий с выпуклостью дуг к северу; в четвертых, линии разломов первой группы нередко испытывают смещения в плоскости разломов второй группы.

2. Простирания складчатых структур протерозойских толщ более или менее согласуются с направлениями обеих указанных групп разрывных нарушений, хотя вторая группа нередко является поперечной относительно простирания складок, особенно в областях, прилежащих к Краевому разлому. Общий план складчатых структур отчетливо виден на прилагаемой схеме (фиг. 10). Следует лишь подчеркнуть своеобразие отдельных участков общего плана.

а) Линейные складки северо-западного простирания Восточно-Саянского антиклинория в интервале от южной оконечности Байкала до р. Ии прослеживаются лишь узкой полосой вдоль края платформы. Выдержанные в основном северо-западные простирания складок

¹ Необходимо подчеркнуть, что предлагаемую схему не следует рассматривать как вполне отражающую особенности современного структурного плана. Прежде всего она является попыткой реконструкции структурного плана протерозоя и динамики его развития, затушеванной последующим геологическим развитием рассматриваемой территории. Поэтому на ней выделены лишь структурные линии (в ряде случаев гипотетические), которые, по нашим представлениям, играли определяющую роль в развитии структурного плана в период от нижнего протерозоя и до начала кембрия включительно.

Фиг. 10. Схема развития докембрийского плана деформаций в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Составил И. Б. Недумов на основе материалов государственной геологической съемки и тектонической схемы А. Д. Смирнова и Е. Н. Алтухова



наблюдаются и в краевой части платформы (Урик-Ийский и Онотский грабены) с отклонением к субмеридиональному в участках грабенных структур, примыкающих к Краевому разлому. Сразу за р. Ией происходит резкое расширение полосы линейных складок антиклинория, при этом в междуречье Ия — Бирюса, а также и далее к северо-западу они осложняются рядом крупных изгибов северо-восточного простирания; подобные же изгибы фиксируются и в краевой части платформы. Протерозойский разрез на всем протяжении антиклинория отличается полнотой и, по-видимому, наибольшими мощностями, тогда как в краевой части платформы выпадают его нижний и средний член (кроме, быть может, средней части полосы в междуречье Ока — Бирюса, на чем мы остановимся ниже).

б) В районе Хамар-Дабана разрез протерозоя, видимо, не менее полный и мощный. Столь же спокойны и выдержаны линейные складки, но простирание их субширотное с переходами к северо-западному (саянскому) на западе и северо-восточному (байкальскому) вдоль восточного берега Байкала. Резкие изгибы складок наблюдаются непосредственно у юго-западной оконечности Байкала. Кроме того, изгибы простираний складок наблюдаются вдоль северо-восточной части Зун-Муринской зоны разломов, где соответственно к северо-западу и юго-западу субширотные складки Хамар-Дабана меняют свое простирание на северо-западное и северо-восточное, согласное с направлениями соответствующих разломов первой группы.

в) В районе Гарганской глыбы, имевшей общее северо-восточное простирание, но, видимо, разбитой и смещенной субширотными разломами, протерозойские толщи резко перемяты с частым изменением простирания складок. Стратиграфический разрез здесь резко непостоянен, а его верхние горизонты значительно эродированы.

Окинский синклинорий отличается плавными изменениями простирания линейных складок от северо-западного простирания вдоль Восточно-Саянского антиклинория до северо-восточного по краям Гарганской глыбы и Одурум-Шутхулайского поднятия при субширотном простирании между ними.

В районе этого поднятия преобладающее простирание складок выдержанное северо-восточное. В сводовой части поднятия складки сравнительно простые, местами напоминают брахискладки, а по краям — более сжатые, крутые. Мощности разреза протерозойских толщ сокращены.

На Сангилене при отсутствии выходов на поверхности кристаллического фундамента и нижних горизонтов разреза (несмотря на достаточно глубоко расчлененный рельеф) и, очевидно, при выпадении низов разреза весьма отчетливо проступает влияние глыб фундамента, выражающееся в резких изменениях простирания складок и формировании штамповых структур со сравнительно спокойным и пологим залеганием пластов в их обширных сводах и крутым погружением в узких сжатых зонах крыльев. При общей субширотной ориентировке структур в пределах Сангиленского синклинория, вызванной сходжением «дуг» в его осевой части, крылья «дуг» и контуры брахискладок подчиняются северо-восточным и северо-западным направлениям, согласным с направлениями первой группы разрывных нарушений.

Каахемская зона, находящаяся в промежутке между Сангиленом и Одурум-Шутхулайским поднятием, видимо, разделяется разрывными зонами, вдоль которых в область рифеид вклинивается кембрийская геосинклиналь. Северная часть Каахемской зоны отличается преимущественно северо-восточными и субширотными простираниями складок с ундуляциями осей на границе с Одурум-Шутхулайским поднятием.

Южная часть, во всяком случае вблизи Сангилен, приобретает черты последнего.

г) Район Казыр-Кизирского горстантиклинала характеризуется плавными изгибами северо-западных линейных складчатых структур на субширотные и северо-восточные, которые прослеживаются также в виде относительно спокойных линейных складок и в пределах Джебашского горста Западного Саяна.

д) В районе северо-западного окончания Восточно-Саянского антиклинория наблюдается сложное ветвление складчатых структур с переходом на субширотное и северо-восточное простирание с ориентировкой ветвей к северо-востоку и юго-западу вдоль края Сибирской платформы.

3. В соответствии с особенностями дислокаций перечисленных участков рифейд находятся и особенности рифейского гранитного магматизма и его производных, на чем мы остановимся кратко, имея в виду подробное изложение предыдущих разделов работы.

а) Главная масса известных на поверхности рифейских гранитоидов располагается вдоль разломов первой группы¹, и прежде всего — Краевого Восточно-Саянского разлома в зонах интенсивной линейной складчатости, причем преимущественно там, где эрозией вскрыты нижние и, в меньшей степени, средние горизонты разреза. Нередко максимальные сгущения гранитоидных масс тяготеют к областям пересечения крупных зон разломов первой группы. Вдоль разломных зон второй группы выходы гранитов менее многочисленны и, по-видимому, представлены преимущественно несколько более поздними фазами интрузии.

б) В зонах интенсивной линейной складчатости (Восточно-Саянский антиклинорий, Хамар-Дабан, а также Сангилен) располагаются конкордантные обширные батолиты, сопровождающиеся послойной инъекцией, зонами мигматизации, глубокого метаморфизма и гранитизации вмещающих пород, так что зачастую в нижних горизонтах протерозойских толщ (слюдянская серия и ее аналоги) трудно провести границу между собственно гранитами и гранитизированными породами. Гранитоиды однофазны, отличаются сравнительно однородным гибридным составом (нормальные граниты с повышенной основностью) на больших площадях. Однако изредка наблюдаются более лейкократовые разновидности — сравнительно мелкие тела (сателлиты крупных), располагающиеся в более верхних горизонтах в периферии скоплений крупных масс гранитоидов. Граниты повсеместно сопровождаются пегматитами простого полевошпатового состава с тем или иным количеством слюды («керамические» пегматиты), а также типичными слюдоносными пегматитами. Четкие различия в условиях формирования тех и других установить трудно, но для типично слюдоносных пегматитов (Бирюсинская, Канско-Тасеевская и другие группы полей) характерно следующее. Прежде всего они залегают в относительно более высоких горизонтах вмещающих пород с более низкой субфацией метаморфизма, в связи с относительно более кислыми и более молодыми гранитами. Фактически здесь имеет место вторая фаза интрузии, тела которой обладают более интрузивным обликом, чем массивы, залегающие на более глубоких горизонтах; то же относится и к пегматитовым жилам, которые нередко имеют местами даже секущие контакты. Так же, как у керамических пегматитов, пространственная связь слюдоносных с конкретными массивами гранитов не всегда определена, но в отличие от керамических слюдоносных пегматитов значительно более четко группируются в поля, вытянутые преимущественно вдоль осевых частей крупных антиклина-

¹ Необходимо подчеркнуть, что имеется в виду не приуроченность интрузий к разрывным зонам, которые нередко явно секут массивы гранитоидов, а лишь пространственное совпадение тех и других, и вытянутость интрузий вдоль зон разломов.

лей. Наконец, обращает внимание, что наиболее значительные скопления слюдоносных пегматитов наблюдаются в участках перегибов зон линейной складчатости, совпадающих с зонами пересечений разломов первой группы.

В западном Хамар-Дабане, кроме «керамических» и слюдоносных, известно поле редкометальных пегматитов, приуроченное к узкой субширотной синклинали зоне, выполненной отложениями зеленого комплекса. Границы этой структурной зоны в целом не тектонические, однако в южном крыле синклинали проявляются разломные зоны (видимо, второй группы), что дает основание предполагать, что они более отчетливо проявлены на глубине, а саму структуру рассматривать (с известным приближением) как грабен-синклиналиную.

Гранитоиды здесь представлены биотит-плагиоклаз-микроклиновой разностью с переходом до нормальных биотитовых и даже двуслюдяных, сопровождаются ореолами мигматизации и довольно интенсивного метаморфизма вмещающих пород. Степень последнего снижается в направлении с запада на восток одновременно с повышением эрозионного среза. Гранитный массив конкордантен, однако в отличие от большинства других имеет более резкие, а в отдельных апикальных выступах даже секущие контакты с вмещающими породами. Пегматитовое поле вытянуто с запада на восток, тяготея к северному крылу синклинали, и представлено сериями сближенных согласных тел. Характерной особенностью пегматитов, отличающих их от большинства других редкометальных полей, является большой удельный вес плагиоклаза (преимущественно олигоклаза), занимающий в отдельных жилах более 50% объема в ранних минеральных комплексах, сравнительно небольшое количество альбита в поздних комплексах и относительно слабое развитие процессов автометасоматоза.

в) Совершенно иной характер магматизма в краевой части платформы: двух-, трехфазные интрузии дискордантная или субдискордантная форма относительно небольших разобщенных массивов; меньшая степень гибридности и экзоконтактных изменений и т. д. При этом выходы гранитоидов контролируются преимущественно зонами разломов второй группы и наиболее часты вблизи их сочленения с разломами первой группы, особенно там, где последние сами взаимопересекаются (районы Урикского, Зимовнинского и ряда других массивов). С подобными массивами связаны поля редкометальных пегматитов и поля промежуточного типа, более или менее приближающиеся по своему минеральному составу и общему облику к слюдоносным. Четкую границу между внешними характеристиками условий формирования тех и других здесь провести трудно. Однако типичность черт редкометальных пегматитов возрастает в случаях, когда области внедрения материнских гранитов, представленных изолированными и сравнительно небольшими массивами, находятся в некотором удалении от крупных разломов первой группы, а пространственный контроль четко осуществляется зонами разломов второй группы и, наконец, когда материнские граниты внедрились в наиболее верхние горизонты протерозойско-синийской толщи. При этом общая дискордантность массивов сменяется согласным залеганием в их кровельной части, а отдельные сателлиты и апофизы носят межпластовой характер. Особенно это свойственно гранитоидам из участков, наиболее удаленных от активных разломов первой группы, где к тому же в меньшей степени проявлен метаморфизм вмещающих толщ. Напротив, более широкий по площади линейный характер развития материнских гранитоидов, более отчетливый пространственный контроль разрывами первой группы, приуроченность гранитоидов к более глубоким

горизонтам разреза, при относительно согласном залегании (во всяком случае в региональном плане) и повышенных ореолах контактового и регионального метаморфизма, относительно однородное строение и состав гранитов (не считая гибридизма, наиболее ощутимого в эндоконтактных зонах и вокруг ксенолитов) — все эти признаки в рассматриваемой области рифейд благоприятствуют приближению пегматитов к слудоносному типу.

Общие особенности пространственного положения пегматитовых полей в краевой части платформы и их характеристика были достаточно подробно приведены нами в ранее вышедшей работе (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963) на примере Урик-Окинское междуречья. Коротко они сводятся к следующему:

1. Пегматиты имеют четкую пространственную и генетическую связь с конкретными массивами преимущественно нормальных биотитовых и двуслюдяных гранитов.

2. Массивы материнских гранитов располагаются преимущественно в узлах пересечения разрывных нарушений первой и второй группы (массив горы Чертовой, Зимовнинской, Окинской и другие).

3. Пегматиты, еще более четко, чем массивы гранитов, контролируются разломными зонами, образуя вытянутые вдоль них пегматитовые поля протяженностью до нескольких километров. При этом, чем крупнее и резче выражена контролирующая зона, тем больше отношение длины пегматитового поля к его ширине (например, узкое поле горы Чертовой, вытянутое вдоль Краевого разлома и широкое, рассредоточенное Белореченское поле в осевой части грабена). Одновременно возрастает в среднем и отношение длины и мощности отдельных пегматитовых тел, увеличивается их количество за счет размеров (т. е. при равном объеме пегматитовой массы она рассредоточивается в большем количестве жильных тел, часто весьма сближенных, образующих «свиты жил»), усложняется морфология и т. д. Однако в любом случае пегматиты располагаются не непосредственно в зонах разломов, фиксирующихся в современных эрозионных срезках, а вдоль этих зон, образуя чаще всего межпластовые или субмежпластовые тела.

4. По мере удаления от материнских гранитов закономерно изменяется минеральный состав пегматитов и другие их особенности в обычной последовательности, определяющей региональную зональность пегматитовых полей (Недумов, 1965₁). Большой частью эти изменения наблюдаются в направлении с юго-востока на северо-запад, чем определяется направление внедрения пегматитов.

5. В узких вытянутых полях, контролируемых наиболее крупными активными разломными зонами, пегматиты большей частью обеднены многими редкометальными минералами и минералами содержащими компоненты легколетучих соединений. Исключение здесь составляют лишь жилы, залегающие в массивных породах, представивших собой относительно стабильные участки внутри подвижных зон.

В районе выходов Гарганской глыбы в пограничной области между Ильчирским и Окинским синклинориями крупные выходы рифейских гранитоидов концентрируются преимущественно вдоль северо-восточных разрывных зон первой группы, с отклонениями вдоль субширотных разрывов (см. фиг. 10). Гранитоиды выполняют многочисленные трещинные зоны в архейских блоках, но залегают главным образом согласно со складчатостью протерозойских толщ, верхние горизонты которых здесь в основном эродированы. Во внутренних же областях синклинориев, где геосинклинальный разрез более полон, выходы гранитоидов редуют. Отдельные выходы тяготеют к крайним частям Окинского синклинория (например, Баргутэн-Сарьдагский массив, описанный В. В. Булдаковым), залегают преимущественно в средних горизонтах разреза и по своему

составу и облику приближаются к гранитоидам, с которыми в краевой части платформы связаны промежуточные между слюдоносными и редкометальными типы пегматитов.

В связи с гранитоидами рассматриваемого района известны преимущественно межпластовые пегматиты простого кварц-полевошпатового состава, а также шпировидные тела в эндоконтактных зонах массивов. Достоверные данные о наличии здесь редкометальных пегматитов отсутствуют, так же как сведения о сколько-нибудь значительных полях слюдоносных пегматитов.

В районе Сангилена отличительные от других областей особенности рифейских магматических проявлений заключаются прежде всего в двойственности характеризующих их внешних признаков. С одной стороны, многие массивы по составу, внутреннему строению, фазовости, размерам, неравномерному и зачастую изолированному пространственному распределению сходны с типичными дискордантными телами краевой части платформы. С другой стороны, преимущественно согласное залегание, межпластовые ответвления и инъекции вплоть до зон мигматизации — приближает их к «слюдоносному» или «промежуточному» типу гранитоидов.

При этом существует определенный стратиграфический контроль, в зависимости от которого находится ряд особенностей гранитоидов.

В нижнем терригенном комплексе протерозоя гранитоиды отчетливо конкордантные, сопровождаются более или менее широкими ореолами интенсивного метаморфизма вмещающих пород до образования гнейсов и гранитизированных участков, так что местами исчезают четкие границы между собственно гранитами и экзоконтактными разновидностями пород. Гранитоиды занимают большие площади, чем в более высоких горизонтах разреза, их состав довольно однороден и характеризуется постепенными изменениями от нормальных биотитовых гранитов с несколько повышенной основностью до гранодиоритов. В терригенном комплексе с гранитоидами связаны кварц-полевошпатовые пегматиты с тем или иным количеством слюды, некоторые из них близки, видимо, к «промежуточному» типу гранитов и пегматитов краевой части платформы.

В более верхнем — карбонатном комплексе, гранитоиды, оставаясь преимущественно конкордантными, приобретают более четкий интрузивный облик с резкими линиями контактов; их состав менее постоянен и колеблется от диоритовых (результат гибридного в эндоконтактах и вокруг ксенолитов) до лейкократовых двуслюдяных разновидностей.

Структурный контроль гранитоидов в целом, как было показано, менее четкий и однозначный, чем в краевой части платформы. Пространственно их выходы совпадают (но не совмещаются, располагаясь несколько в стороне) с разрывными зонами, фиксирующимися в современных эрозионных срезах обычно на сопряжении крупных складчатых структур. Массивы вытянуты вдоль разломных зон, оставаясь согласными относительно складчатости вмещающих пород. Вместе с тем отсутствует четкая приуроченность интрузий к определенным типам складок или их участков. По-видимому, областями внедрения интрузий явились разломные зоны фундамента, отраженные в пластичном чехле интенсивными складчатыми деформациями. Более отчетливо контролируются разломными зонами поля редкометальных пегматитов, которые концентрируются в северной и особенно южной «дугах» Сангилена, т. е. в областях наиболее напряженной сложной складчатости с крутыми падениями пластов в крыльях штамповых структур.

Северный пегматитовый пояс приурочен к восточному крылу Сольбельдерской синклинали, т. е. к осложненной серией разломов зоне сопряжения западного фланга северной структурной дуги с западным

межфланговым полем. Один из разломов, в восточном крыле синклинали, можно рассматривать как структурную линию, определяющую непосредственный пространственный контроль пегматитов. Южный пегматитовый пояс приурочен к восточному крылу южной структурной дуги и вытянут вдоль внешнего края южного крыла Сангиленского синклинория, контролируясь продольной зоной разломов.

И в северном, и в южном поясах пегматиты располагаются несколько в стороне от крупных разрывных нарушений, осуществляющих видимый пространственный контроль. Обычно узкие сильно вытянутые поля представлены сериями сближенных отчетливо межпластовых тел, образующих в местах резких перегибов простирающихся вмещающих пород раздувы как отдельных тел, так и расширения полей в целом.

По своим особенностям (минеральный состав, характер региональной зональности, морфология тел и т. д.) редкометалльные пегматиты Сангилены в основном сходны с наиболее типичными редкометалльными пегматитами краевых частей платформы (т. е. с расположенными в наибольшем удалении от Краевого разлома). В отличие от последних они содержат несколько большее количество плагиоклаза (более основного, чем альбит), очевидно главным образом за счет ассимиляции кальция из боковых пород. Возможно также несколько большее изначальное обогащение пегматитовых расплавов натрием.

В итоге рассмотрения общих условий локализации пегматитовых полей различных типов следует сделать вывод о том, что во всех случаях их пространственный контроль принадлежит прежде всего глубокому разлому кристаллического фундамента, а уровень становления и условия локализации гранитов и пегматитов определяются главным образом экраном пластичных пород геосинклиналиного заполнения. Существенные различия — в степени проявления разломов, т. е. в относительной роли жестких и пластических деформаций в период становления гранитов и пегматитов (прежде всего относительная роль пластичных толщ и фундамента). При этом разломные зоны или совсем не фиксировались в относительно пластичных толщах или фиксировались преимущественно ниже уровня становления пегматитов (в случае более или менее значительной консолидации нижних горизонтов геосинклиналиного разреза). Разломные линии, наблюдающиеся в современных эрозионных срезках на уровне пегматитовых полей и на более высоких стратиграфических уровнях, очевидно, в большинстве случаев окончательно оформились уже после становления пегматитов.

Послерифейское время характеризуется следующими основными чертами, отражающими геологическое развитие рассматриваемой территории.

В кембрии произошло значительное сокращение геосинклиналиной области. При этом кембрийское осадконакопление осуществлялось главным образом в зонах достаточно четко контролируемых и очерченных разрывными нарушениями второй группы.

В развитии складчатых структур кембрия широкое развитие получили брахиформы. Гранитоидный магматизм носил площадной межформационный характер, отличаясь довольно широко проявленным гибридным и преимущественно однофазным внедрением. Каких-либо редкометалльных проявлений в связи с кембрийскими гранитоидами неизвестно.

Отложения среднего палеозоя в области рифеид носят субплатформенный характер с широким развитием в девоне эффузивов, вплоть до кислых и щелочных. Складчатые дислокации отличаются отчетливо выраженными штамповыми формами.

Девонские гранитоидные интрузии явно комагматичны с соответствующими эффузивами вплоть до взаимопереходов (Смирнов, Булда-

ков, 1962); отдельные их массивы далеко выходят за пределы палеозойских впадин, контролируясь преимущественно разломами первой и второй групп как в области рифейской геосинклинали, так и в платформенной области.

Разновеликие тела гранитоидов, от крупных межформационных массивов до небольших штоков, трещинных и отчетливо дискордантных тел неправильной формы, отличаются кислым и щелочным составом, гипабиссальным обликом, многофазным внедрением и слабыми эндо- и экзоконтактными изменениями. Наиболее дифференцированные многофазные интрузии, по данным многих исследователей, приурочены к полосе вдоль края докембрийской рамы в створе ее Саянской и юго-западной ветви, а также внутри самой «рамы». И в том, и в другом случае девонские интрузии отчетливо контролируются крупными реактивизированными зонами разломов и особенно участками их пересечений. В пределах этих зон известны проявления метасоматически измененных субщелочных редкометалльных гранитов при слабом развитии щелочных пегматитов относительно простого состава.

Сопоставление всех изложенных выше данных, видимо, позволяет, не прибегая к дополнительным обоснованиям, сделать ряд опорных выводов по истории геологического развития рассматриваемой территории в послепалеозойское время.

а. Древнейшими элементами структурного плана и платформы и ее обрамления являются нарушения первой группы.

б. Направления разрывных нарушений первой и в меньшей степени второй группы оказывают моделирующее влияние на формирование складчатых структур рифея.

в. Формирование структурного плана рифея, особенно направления второй группы нарушений, предопределили структурные направления всех последующих этапов развития рассматриваемой территории.

г. В рифее эпицентром тектонической активности явилась область, прилегавшая к Краевому Восточно-Саянскому разлому с более или менее последовательным затуханием активности в сторону от нее. В каждый последующий этап развития вовлекались области все более удаленные от края платформы. При этом фазы складчатости и магматизма каждого последующего этапа начинались в максимальной для них близости к платформе (вдоль участков относительно стабилизированных в предыдущем этапе), развиваясь затем в сторону.

Одним из своеобразных моментов докембрийской геологической истории Сибири является широкое развитие типичных ортотектитовых «керамических», а также слюдоносных пегматитов в рифейских геосинклинальных зонах. Среди полей редкометалльных пегматитов значительное место принадлежит типам, переходным к слюдоносным. Все это и сами геосинклинальные зоны — обширные области сложных складчатых дислокаций — существенно отличны, например, от разновозрастных с ними и даже более древних преимущественно узких блоковых орогенных зон Америки и Африки, в пределах которых наряду с простыми кварц-полевошпатовыми пегматитами преобладающим развитием пользуются разнообразными редкометалльными, причем зачастую крайние, близкие к грейzenам типы пегматитовых полей.

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнений гетерогенность фундамента Сибирской платформы. Архейские блоки сцементированы полями протерозойской складчатости и метаморфизма. При этом дифференциальная подвижность отдельных блоков, имевшая место в протерозое, в значительной мере утратилась к концу рифея, т. е. к завершающему моменту первоначального оформления платформы. После этого дифференцированным режимом отличались значительно более обширные участки, разделенные наиболее крупными линеаменами.

Таким образом, структуры фундамента платформы отражают в основном протерозойско-рифейские этапы развития коры и в какой-то мере дают возможность коррелировать их развитие с развитием смежных областей геосинклинали, и наоборот.

По современным представлениям ряда исследователей Сибирской платформы, основанных на геологических и геофизических данных, и исходя из допущения, что первоначальный структурный план определялся главным образом разломами первой группы, в пределах юго-западной части платформы выделяются три крупных и сложных структурных элемента, дифференцированный режим которых сохранился наиболее длительное время.

Восточная часть, включающая крупные блоки южного угла платформы, по-видимому, изначально наиболее консолидированная и стабильная с устойчивой тенденцией к воздыманию. На ее продолжении (к юго-западу) в геосинклинальной области расположена полоса широкого развития северо-восточных структур с блоковыми выходами фундамента (или его высоком залеганием), включающая Одурум-Шутхулайское поднятие, Гарганскую глыбу, Прикосоголье, Каахемскую зону и Сангилен. Очевидно, эта полоса соответствует крупному относительно консолидированному и стабильному северо-восточному блоку фундамента геосинклинальной области, испытавшему неравномерное и относительно меньшее погружение в период ее формирования. Неравномерность погружения блока определялась дифференциальной подвижностью его отдельных участков, ограниченных разломами первой группы, преимущественно северо-западными, наиболее значительными вблизи Краевого разлома, затем на уровне северной оконечности Косокола и южнее Одурум-Шутхулайского поднятия. Сангилен и часть Каахемской зоны представляли собой, очевидно, более или менее единую относительно медленно погружавшуюся глыбу. Западный Хамар-Дабан, расположенный восточнее рассматриваемой полосы, испытал в целом значительно более интенсивное погружение.

Центральная часть юга платформы (полоса, ограниченная на флангах реками Окой и Удой и далее на северо-восток — Ангарой и Илимом, Чулой и Непой) определяется в основном северо-восточными разломами и служит границей между западной и восточной частями платформы — она отличается наибольшей раздробленностью, подвижностью и, вероятно, максимальным погружением отдельных блоков. В геосинклинальной области на ее продолжении располагается сравнительно узкая зона, преимущественно закрытая в настоящее время палеозойскими отложениями, которая, вероятно, также была наиболее подвижной и испытала наибольшее погружение, причем край платформы здесь был, очевидно, наиболее неустойчив, раздроблен и испытал, возможно, относительно большее погружение. Вообще Краевой разлом платформы на всем протяжении вряд ли представлял собой единую линию в период формирования геосинклинали. Скорее, это были более или менее протяженные обрывки швов северо-западной зоны, ограниченные северо-восточными разрывами.

Западная часть юга платформы неоднородна и состоит из разновеликих блоков, разделенных широкими зонами дробления и смятия пород («протерозойские поля складчатости», по М. М. Одинцову). Она испытала в сравнении с восточной частью более значительное и неравномерное погружение в протерозое, сохранив общую тенденцию к погружению в палеозое (Спижарский, 1964).

Часть геосинклинальной области, расположенная к юго-западу от западной части платформы, очевидно, испытала в сравнении с восточной частью более равномерное погружение на базе менее консолидированного, а местами, возможно, относительно пластичного океанического

фундамента, особенно в удалении от края Сибирской платформы. Однако и здесь, возможно, имели место несколько более стабильные участки фундамента вдоль края центральной зоны максимального прогибания.

В ходе геосинклинального осадконакопления неоднократно происходили излияния эффузивов, а затем формирование базитовых и ультрабазитовых поясов вдоль крупных разломов первой группы и прежде всего вдоль наиболее активной зоны Краевого разлома. Спокойный режим погружения сменялся более интенсивным, особенно во второй половине цикла, когда в геосинклинальный режим были вовлечены краевые части платформы.

На протяжении всего этого периода должны были происходить и складчатые деформации формирующихся толщ под моделирующим воздействием блоковых выступов фундамента и особенно краевой части платформы. Однако окончательное и наиболее интенсивное формирование складчатых структур связано с новым этапом в развитии земной коры в конце верхнего протерозоя (синия), сопровождавшимся замыканием геосинклинали.

Как было показано ранее (Смирнов, Недумов, Булдаков, 1963), резкая активизация тектонической деятельности в этот период, в отличие от предыдущих, характеризовалась значительной горизонтальной составляющей, ориентированной, видимо, в субмеридиональном направлении. При этом ее раскладка вдоль структурных линий первой группы привела к сдвиговым перемещениям в плоскости этих разрывов. Несомненно, что в рассматриваемый период разрывные нарушения не выходили на поверхность, фиксируясь преимущественно лишь в блоках кристаллического фундамента. Вследствие этого разрядка тектонических напряжений должна была осуществляться в двух планах: в виде разрывных нарушений жесткого нижнего яруса и складчатых деформаций более или менее пластичного верхнего.

Места пересечений разрывов первой группы, особенно вдоль неровного в связи с этим края платформы, явились участками концентрации напряжений горизонтальной составляющей. Разрядка этих напряжений реализовалась образованием разрывных нарушений второй группы, северо-западных субмеридиональных в платформенной области и субширотных в геосинклинальной. Взаимодействие обеих возрастных групп разрывных нарушений определило деформацию структурных линий первой и своеобразие плана второй группы, на обосновании которого, видимо, нет нужды останавливаться особо.

Вдоль разрывов второй группы в краевой части платформы оформилась полоса горстов и грабенов, т. е. блоков гетерогенных по своей природе в связи с более ранней глыбовой структурой. Пограничные разломы горсто-грабенных структур, видимо, срезали и активизировали юго-западный угол платформы почти от юго-западной оконечности Байкала и до устья Ангары (полоса перикратонных опусканий) и затем проникли в пределы Енисейского кряжа, определив его современные контуры.

В геосинклинальной области субширотные разломы второй группы, естественно, наиболее прямолинейны в участках глубоких погружений, где отсутствуют крупные выступы фундамента, и испытывают резкие отклонения и виггации там, где эти выступы проявлены наиболее отчетливо. Ясно, что в районах крупных выступов северо-восточного простирания субширотные разломы имеют тенденцию причленяться к их краевым разломам, образуя дуги, выпуклые к северу (в районах северо-западных выступов картина обратная), и пересекают эти блоки преимущественно в районах развития крупных северо-западных разломов первой группы, т. е. в наиболее ослабленных участках.

В относительно пластичном протерозойско-синийском комплексе разрядка тех же напряжений обусловила интенсивные складчатые деформации, моделируемые краями жестких глыб и выступами фундамента. При этом наиболее напряженная складчатость, естественно, развивалась вдоль краев платформы и наиболее поднятых и жестких глыб фундамента с возникновением преимущественно антиклинорных структур. Более спокойная складчатость возникала в промежутках между глыбами, в той или иной мере экранирующими пластичные толщи относительно горизонтальной составляющей напряжений. Столь же или более спокойное залегание пластов сохранялось в покровах глыб (горстантиклинали, геоантиклинальные поднятия и т. п.), находясь в прямой зависимости от их стабильности, относительной приподнятости и размеров, как это видно из сравнения Сангилен, Одурум-Шутхулайского поднятия, Казыр-Кизирского горстантиклинала и т. д.). В районах дробления высокоподнятых жестких небольших глыб (например, район Гарганской глыбы и др.) формировались сложные напряженные складчатые зоны.

Гранитный магматизм на всей рассматриваемой территории, по-видимому, является единым, развивавшимся длительное время, процессом, связанным с интенсивной складчатостью и горообразованием, причем по мере развития структурного плана гранитная магма проникала на различные участки и уровни протерозойско-синийских толщ. Характер и особенности гранитоидов и их производных во многом определялись структурной обстановкой и тектоническим режимом того или иного участка рифеид.

По нашим представлениям (подробно см. Недумов, 1965₂), очаги гранитного магматизма возникают на различных уровнях земной коры под каким-либо структурным экраном. Поступления подкорковых эманаций, вызваны перепадами давлений. Состав и фазовое состояние эманаций (жидкое, газообразное или надкритическое) в значительной степени зависят от величины давления и его перепадов, нарушающих равновесное состояние глубинных областей. На пути магматического материала из подкорковых областей к месту формирования гранитных массивов существуют два главных экрана: жесткий кристаллический фундамент и его пластичный чехол.

Локализация магматического очага под структурным экраном сопровождается активным химическим взаимодействием его первоначальных агентов с боковыми породами. При этом литологический состав верхнего экрана, его способность к пластическим деформациям и межпластовым отслоениям (т. е. большая площадь активного соприкосновения с магмой) должны оказывать значительно большее влияние на изначальное, вероятно, преимущественно кислый и щелочной состав магматического очага. Первый экран относительно легко пронизаем для магмы вдоль зон глубинных разломов в период их активизации. Эти же разломы по существу являются основными проводниками перепадов давления, причем главную роль, очевидно, играют те, вдоль которых произошли наибольшие относительно разнонаправленные перемещения блоков земной коры. На рассматриваемой территории в протерозойско-рифейское время к числу таких структур в первую очередь относилась зона разломов вдоль края платформы и некоторые другие разломы первой группы. При этом наиболее пронизаемыми были участки пересечения этих разломов. Все это и предопределило общие контуры и районы наиболее интенсивного проявления рифейского магматизма. Рассмотрим специфику условий отдельных участков рифеид.

Район Восточно-Саянского антиклинория: глубоко погруженный и в значительной мере раздробленный и редуцированный цоколь, т. е. минимальная роль жесткого экрана; соседство консолидированных блоков

края платформы; активная тектоническая жизнь краевой зоны; мощный экран пластичных геосинклинальных толщ. Очевидно, формирование магматических очагов происходило вдоль активной тектонической зоны под экраном пластичных толщ в условиях высоких давлений, при значительных, но нерезких их перепадах вследствие преобладания пластических деформаций окружающей среды. Исключительно эффективный пластичный экран препятствовал проникновению магмы в верхние горизонты, сколько-нибудь значительной пространственной изоляции ее фазовых дифференциатов, отщеплению и уходу летучих соединений. Все это в условиях высоких и относительно устойчивых давлений и температур способствовало длительному и эффективному взаимодействию магмы с вмещающими породами при большой площади активного соприкосновения, особенно в условиях интенсивных складчатых деформаций и многочисленных межпластовых инъекций. Отсюда высокая степень метаморфизма вмещающих толщ и ассимиляционной способности магмы. Те же причины определяют стратиграфически выдержанное площадное распространение, преимущественно однофазный характер, длительность кристаллизации и однородность свойств гранитов. Естественно, что наиболее глубокие межпластовые инъекции осуществлялись дериватами магмы, относительно обогащенными компонентами летучих и легкоплавких соединений, наиболее способными к активной инъекции. В результате главным образом по периферии гранитоидных масс и на более высоких гипсометрических уровнях формируются зоны сравнительно лейкократовых мигматитов и скопления пегматитов кварц-полевошпатового состава с тем или иным количеством слюд. Типичные слюдоносные пегматиты возникают в участках с более отчетливо проявленным жестким фундаментом или его более проницаемым экраном (районы пересечения крупных линейных складок первой группы, перегибы крутопадающих пластов линейных складок и т. п.). Эти условия определяют наибольший интервал внедрения магмы, более резкие и значительные перепады давлений и температур, а следовательно, сокращение времени и эффективности взаимодействия магмы с боковыми породами и более глубокую ее дифференциацию с обособлением фаций или интрузивных фаз, обогащенных компонентами летучих (прежде всего ОН) и легкоплавких соединений.

Зона неполноразвитых рифеид на краевой части платформы (прежде всего ее восточная, в меньшей степени западная части) имеет относительно высоко поднятый жесткий стабильный фундамент, перекрытый значительно менее мощными, чем в соседних областях, пластичными геосинклинальными толщами. Магматические очаги концентрировались в нижней части жесткого стабильного фундамента (т. е. в обстановке существенно отличной от соседних областей геосинклинали), и магма получила возможность проникнуть в область пластичного верхнего яруса в основном лишь в связи с развитием позднерифейского структурного плана (разломы второй группы). Внедрение магмы при активизации и возникновении разломных зон второй группы сопровождалось сравнительно резкими и значительными перепадами давления. В интрузии принимали участие относительно лейкократовые порции магмы, обогащенные компонентами легкоплавких и летучих в том числе и редкометалльных соединений.

Становление интрузии происходило под экраном пластичных толщ на том или ином его уровне в зависимости от локальной структурной обстановки, от которой зависела и фазовость интрузии, т. е. число дополнительных внедрений после ее остановки под каким-либо промежуточным экраном. Естественно, что каждая последующая фаза отличалась меньшим объемом, более лейкократовым составом и нередко большей пространственной обособленностью. Изоляция сравнительно небольших объемов магмы от первоначального очага толщей кристаллического фундамента и нижних горизонтов экрана, сопровождалась резким темпера-

турным перепадом, вызывающим быструю кристаллизацию эндоконтактных зон интрузии, а следовательно, и изоляцию остальной массы магмы от химического воздействия боковых пород. Все это в конечном счете благоприятствовало обособлению пегматитовых расплавов, обогащенных редкометальными компонентами (Недумов, 1965₂).

На рассмотрении «промежуточных» типов гранитов, локализующихся в основном в нижних горизонтах геосинклинального разреза вблизи активных зон первой группы, по-видимому, нет нужды останавливаться особо.

Дискордантность преимущественно нижних и средних срезов интрузивных тел зоны неполноразвитых рифеид, вероятно, в значительной мере зависела от степени первоначального метаморфизма и консолидации нижних горизонтов пластичного экрана в связи с развитием магматизма вдоль Краевого разлома. Отчетливость этого признака в общем случае, естественно, снижается по удалении от края внутрь платформы.

На Сангилене общие условия в целом близки к таковым края платформы: относительно приподнятая и стабильная плита жесткого фундамента, сокращенный разрез, резкие изменения термодинамического режима при внедрении магмы. Особая специфика этой области — отсутствие в ее пределах и поблизости, столь активных как Краевой Восточно-Саянский разлом, зон первой группы. Следовательно, здесь магматические очаги длительное время развивались в относительно спокойных условиях. Крупные разломные линии второй группы в основном «обогнули» жесткую Сангиленскую плиту, однако вызвали в ней активизацию древних разломов, преимущественно, видимо, северо-западных. Подвижки, обусловившие формирование брахиформенных структур, привели к резким перепадам давления вдоль зон глубоких разломов, вызвали дифференциацию магматических очагов и внедрение наиболее подвижных частей магмы по зонам разломов, эффективно экранированным, почти не претерпевшим метаморфизма, пластичным геосинклинальным комплексом.

Наиболее благоприятные условия для многофазного внедрения, а следовательно, для формирования наиболее лейкократовых фаз и фаций интрузии и их проникновения в наиболее высокие горизонты создавались, видимо, вдоль разломных зон фундамента в зонах узких крутых складок крыльев и областей сопряжения крупных складчатых структур. Крутые падения пластов в этих зонах способствовали проникновению интрузий в верхние горизонты с формированием конкордантных тел преимущественно по межпластовым отслоениям. В связи с этими интрузиями или фазами интрузий формировались поля редкометальных пегматитов. В то же время гранитная магма, попавшая под плотный экран нижних горизонтов геосинклинального комплекса (например, в более осевых, выположенных частях складок) оказывалась в условиях, близких к таковым для формирования «слизодоносных» или «промежуточных» типов гранитов. Отсюда преимущественно однофазное их внедрение, гибридный состав, глубокий метаморфизм боковых пород и т. д.

Слабый изначальный метаморфизм и слабая консолидация вмещающих пород определили общий «синскладчатый» характер гранитных интрузий, особенно заметный в главных фазах и тем более при однофазном внедрении гранитоидов¹.

В пределах Западного Хамар-Дабана условия внедрения и становления гранитов близки к таковым для Восточно-Саянского антиклинория.

В районе Гарганской глыбы наблюдаются высоко поднятые, но сравнительно небольшие по площади раздробленные глыбы фундамента,

¹ Следует подчеркнуть, что по нашим представлениям (Недумов, 1962, 1965_{1,2}), магма обладает «внутренним» давлением (упругость паров), всегда равным в равновесных условиях внешнему давлению. Стабильное (т. е. без участия тектоники) внешнее

окаймленные областями напряженной складчатости. Казалось бы, условия, сходные с условиями наиболее краевых частей платформы, однако существенные коррективы вносят относительно слабый эффект жесткого экрана (его малая площадь) и исключительно активный тектонический режим в течение всего периода гранитоидной интрузии, что в совокупности определило многообразие и нестабильность условий ее развития на сравнительно небольшой площади со всеми вытекающими отсюда последствиями.

Таким образом, рифейский гранитный магматизм, начавшийся приблизительно одновременно на данной территории, по разному проявился на различных ее участках, в прямой зависимости от их структурных особенностей и особенностей развития архейского фундамента.

Заключительные этапы рифейского тектоно-магматического цикла знаменовались мощными горообразовательными процессами и гранитным магматизмом, особенно в районах наиболее интенсивной складчатости. То и другое особенно резко проявилось преимущественно вдоль наиболее активных линий первой группы. Каковы следствия этого процесса? Во-первых, увеличение мощности коры в районах наиболее напряженной складчатости; во-вторых, консолидация областей, претерпевших наиболее интенсивный и длительный магматизм и складчатость. В результате, области наиболее интенсивного развития тектоно-магматических процессов рифея оказались наиболее стабильными в последующем салаирском цикле, а частично и в конце самого рифейского цикла. В то же время из крупных структурных линий фундамента наименее консолидированными в пределах рассматриваемой территории оказались разрывы второй группы, некоторые из которых послужили границами развития поля салаирид. Области сноса для их осадков явились хребты и поднятия рифейских зон интенсивной складчатости. Таким образом, осуществлялась динамическая преемственность в развитии рифейского и последующих циклов.

После бурного развития в рифее салаирский цикл развивался относительно спокойно. Докембрийский фундамент геосинклинальных областей кембрия, видимо, не претерпел значительных дислокаций, целиком наследуя древние структурные направления. Складчатые деформации мощных толщ были также относительно слабыми. Вследствие этого гранитный магматизм не сопровождался сколько-нибудь значительными перепадами давлений. Поэтому в магматических очагах не могли сконцентрироваться в достаточном количестве летучие и редкометалльные соединения¹; интрузии носили отчетливо межформационный однофазный характер; мощный пластичный экран способствовал длительному сохранению высоких и стабильных температур и давлений, а следовательно, — процессам гибридизма и экзаконтному метаморфизму. Все эти процессы надежно стабилизировали обширные области юго-западного обрамления платформы к концу салаирского цикла.

Естественно, что на рассматриваемой территории среднепалеозойское осадконакопление носило субплатформенный характер в ограниченных и зачастую разобщенных областях — впадинах, очерченных разломными зонами докембрийского заложения, и отличалось непостоянством мощностей и фаций; в складчатых деформациях необычайно отчетливо про-

давление — величина не постоянная. Она зависит не столько от литостатического давления, сколько от механических свойств пород (упругость, сопротивление на разрыв и т. д.), определяющих их способность противостоять активному давлению магмы. Следовательно, фактор глубинности является весьма относительным признаком, определяющим динамические условия становления интрузий и их производных, а складчатость пород их экзаконтактов во многом определяется динамическим воздействием самой магмы.

¹ В этом отношении, возможно, определенную роль сыграл и общий энергетический баланс подкоровых областей, в значительной мере исчерпанный мощным развитием магматизма в предшествующую эпоху.

явилось влияние блоковых структур фундамента, а гранитоидные интрузии четко контролировались разломными зонами.

Общим для развития девонского магматизма являются: весьма эффективная роль мощного жесткого фундамента, резкие и значительные, хотя и не одинаковые по величине перепады давления вдоль различных разломов, влиявшие на характер и состав магматических очагов. Различия условий, помимо неодинаковой активности разломов в период формирования очагов и внедрения интрузии, определялись прежде всего неодинаковыми свойствами чехла. Во внутренних областях палеозойских впадин интрузия надежно экранировалась достаточно мощным и эластичным чехлом, приобретая межформационный характер и отличаясь относительно слабой дифференциацией. Вдоль активных разломов, не имеющих эффективного экрана, происходили эффузии и экструзии кислых и щелочных магм (в основании таких разломов) и магматические очаги могли отличаться повышенной щелочностью). При оптимальных соотношениях ролей разломных зон фундамента, пластичного чехла и локальных структурных условий происходило многофазное внедрение гранитоидов. При этом в обстановке тектонического режима, относительно более спокойного, чем собственно геосинклиальный, могли возникнуть локальные условия для формирования так называемых апогранитов (преимущественно районы пересечения разломов фундамента перекрытые относительно маломощным, но эффективно экранирующим чехлом). Очевидно, такие условия были наиболее вероятны по периферии активных палеозойских областей, в пределах их протерозойско-рифейской «рамы», в том числе и в периферии ее платформенной части. Претерпев неоднократную консолидацию, рассматриваемая территория в последевонское время практически не участвовала в дальнейшем активном развитии тектоно-магматических циклов.

В итоге, по результатам проведенного анализа можно наметить наиболее перспективные площади в отношении различных типов магматогенных месторождений, связанных с гранитоидами.

1. Протерозойско-рифейские области.

а) Для слюдоносных пегматитов характерны зоны линейной складчатости нижних и средних горизонтов разреза, особенно в областях сочленения крупных разрывов первой группы; наличие относительно лейкократовых и слабо затронутых гибридомом фаз и фаций преимущественно в верхних срезах батолитовых интрузий.

Помимо уже известных площадей, перспективными могут также оказаться районы Восточно-Саянского антиклинория в областях причленения к Краевому разлому пограничных разломов горсто-грабенных структур, особенно в северо-западной половине антиклинория; Центральная часть края платформы и ее продолжение в зону полноразвитых рифейд, в том числе и участки, закрытые палеозоем. В Центральной части (в зоне неполноразвитых рифейд) могут оказаться и переходные к редкометальным типы пегматитовых полей. Они же могут быть встречены и в районах перспективных относительно редкометальных пегматитов.

б) Для развития редкометальных пегматитов характерны: сокращенные мощности протерозойско-синийского разреза, относительно слабый метаморфизм их нижних горизонтов, незначительная эрозия верхних, отчетливая роль приподнятых блоков фундамента; сравнительно небольшие и изолированные выходы нормальных биотитовых и двуслюдяных гранитов; их пространственный контроль разрывами второй группы или активизированными в позднерифейское время разрывами первой группы и т. д. При соблюдении этих условий наиболее вероятными площадями в восточной части зоны неполноразвитых рифейд можно считать Урик-Ийский, Онотский грабены и периферию Центральной части платформы, в том числе участки, скрытые кембрийским чехлом. При этом чем даль-

ше от края платформы, тем вероятнее наиболее ярко выраженные типы редкометальных пегматитовых полей (комплексные, существенно альбитовые с большим количеством минералов поздних этапов пегматитового процесса). В западной части этой же зоны наиболее перспективен район вновь выделенного Туманшетского грабена, а в обрамлении платформы Сангилен и примыкающие к нему части Каахемской и Дархатско-Прикозогольской зоны; районы Одурум-Шутхулайского поднятия, в меньшей степени — Казыр-Кизирского горстантиклинала. Западный Хамар-Дабан мало перспективен, несмотря на то что там известны единичные проявления редкометальных пегматитов, формировавшихся в особых структурных условиях, не свойственных территории в целом.

2. Области девонского гранитоидного магматизма перспективны на редкометальное оруденение преимущественно в периферии «рамы» протерозойско-рифейского возраста (Каахемско-Казырская «дуга»). Важными условиями при этом являются: контроль разрывными зонами преимущественно второй группы и сопряженными с ними разрывами, приуроченностью интрузии к областям пересечения разломов, наличие относительно маломощного, но эффективного экрана. Пластичный экран и более спокойный, чем геосинклиальный, тектонический режим при наличии, однако, достаточно крупных разломных зон фундамента и особенно их пересечений создают обстановку, благоприятную для формирования «аногранитов».

ЛИТЕРАТУРА

- Агентов В. Б. Замечание к сообщению А. В. Ильина и Г. А. Кудрявцева к статье «Докембрий Тувы». — Сов. геология, 1962, № 2.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. О месте структуры Сангилен в рифейской зоне юга Сибири. — Бюлл. МОИП, 1964, № 3.
- Арсентьев В. П., Волков Л. С., Копейкина М. В. О взаимоотношении гранитоидов и гипербазитов Урикско-Онотско-Китойского междуречья (Восточный Саян). — Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, 1960, вып. 2—5.
- Благодаров В., Ильин А. В., Моралев В. М., Шенкман Я. Д. О книге Л. Н. Леонтьева «Краткий геологический очерк Тувы». — Сов. геология, 1957, № 5.
- Бузиков И. П., Обручев С. В. Стратиграфия докембрия Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана. — Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Л., 1958.
- Бузиков И. П. Архей и протерозой Тункинских Гольцов (Восточный Саян) и Западной части Хамар-Дабана. Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Азиатская часть СССР. М., 1963.
- Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. Изд-во «Недра», 1964.
- Другова Г. М. Северная часть Хонголдской глыбы Тункинских Гольцов. — Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР, 1957, вып. 3.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской сладчатой области. — В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Иванов А. Х. Сравнительная геология трех окраинных районов Монголии (к обоснованию тектонического районирования страны). — Труды Бурятского компл. научно-исслед. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1961, вып. 7.
- Каледа Г. А., Моралев В. М., Воронов В. М., Рац М. А. К вопросу о влиянии примесей на перекристаллизацию карбонатных пород. — Труды МГРИ им. Орджоникидзе, 1958, 33.
- Коленко Б. З. Геологические исследования северо-западного берега Байкала. — Записки Мин. об-ва, 1926, ч. 51.
- Коржинский Д. С. Кристаллические толщи Юго-Западного Прибайкалья. — Междунар. геол. конгр., 17 сессия. Сибирская экскурсия. Восточная Сибирь. 1937.
- Крылов Н. Н., Мануйлова М. М., Митрофанов Ф. И., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Петрография Восточной Сибири, т. II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кудрявцев Г. А. О стратиграфии докембрийских и нижнепалеозойских отложений Тувы. — Труды регион. совещ. по развитию произв. сил. ТАО. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1960.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности их проявления. — Докл. АН СССР, 1949, № 1.

- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды Зап.-Сиб. фил. горно-геол. ин-та, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— Вопросы геологии Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири.— Геол. и геофиз., 1962, № 5.
- Левенко А. И. О докембрии Юго-Восточной Тувы.— Докл. АН СССР, новая серия, 1949, № 2.
- Левенко А. Н. Основные черты геологической истории Тувы.— Докл. АН СССР, 1950, № 2.
- Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. Изд-во АН СССР, 1956.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Докл. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Лурье М. Л. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— В сб. «Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР». ВСЕГЕИ, Л., 1952.
- Митрофанов Ф. П. Протерозойские гранитоиды Тункинских Гольцов Восточного Саяна.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, 1962, вып. VIII.
- Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Недумов И. Б. Особенности генезиса редкометалльных пегматитов одного из полей Сибири.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 8.
- Недумов И. Б. 1. О процессе дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов.— В сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Изд-во «Недра», 1965.
- Недумов И. Б. 2. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами.— В сб. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965.
- Никитина Л. П., Сумин И. В. Докембрий западной части хребта Хамар-Дабан.— Материалы по изуч. произв. сил. Бурят-Монгольской АССР, 1957, вып. 3.
- Никитина Л. П. Спектрохимическая характеристика гранитов западной части хребта Хамар-Дабан.— В сб. «Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР». Изд-во АН СССР, 1959.
- Никитина Л. П. Региональный метаморфизм архейских образований западной части хребта Хамар-Дабан.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1959, вып. 8.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, новая серия, 1949, № 5.
- Обручев С. В., Лурье М. Л. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана (стратиграфия, магматизм).— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Обручев С. В. Метаморфизованные конгломераты с веретенообразной галькой в хребтах Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.
- Обручев С. В. Корреляция протерозоя складчатого обрамления Сибирской платформы. Русская и Сибирская платформы и их обрамление.— Труды Геол. музея им. Карпинского, 1963, вып. XIV.
- Пинус Г. В. Петрохимические особенности пород Таннуольского интрузивного комплекса.— Докл. АН СССР, 1955, № 2.
- Парфенов Л. М. Природа Хонголдской «глыбы» архея (Тункинские гольцы Восточного Саяна).— Геол. и геофиз., 1964, № 5.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. Сопоставление разрезов докембрия Восточного Саяна и Сангиленского нагорья Тувы.— Докл. АН СССР, 1962, № 1.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. О возрасте чахыртойской, уланэргинской и нижнетапсинской свит Сангилен (Юго-Восточная Тува).— Изв. АН СССР, 1963, № 5.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. О границе кембрия и докембрия в нагорье Сангилен (Юго-Восточная Тува).— Бюлл. МОИП, серия геол., 1963, № 4.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Структура Восточного Саяна и закономерности размещения в них пегматитовых полей. Изд-во АН СССР, 1963.
- Спижарский Т. Н. Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000.— В сб. «Деформация пород и тектоника». Докл. Сов. геологов XXII сессии Международ. геол. конгресса. Изд-во «Наука», 1964.
- Хильтова В. Я. Архей центральной части Восточного Саяна. Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Азиатская часть СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Шафеев А. А. Стратиграфия и метаморфизм докембрия Юго-Западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1964, № 3.
- Шенкман Я. Д. Структурное положение и возраст гранитоидов Восточной Тувы, несущих редкометалльную минерализацию.— Бюлл. МОИП, серия геол., 1961, № 3.
- Шейнманн Ю. М. Докембрийские отложения Тувы.— Труды Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири. Изд-во АН СССР, 1956.
- Шейнманн Ю. М. Докембрий Тувы. Тезисы доклада на Междуведом. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири, секция стратиграфии докембрия. Изд-во АН СССР, 1956.

К. Л. ВОЛОЧКОВИЧ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН В АЛТАЕ-ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Региональная металлогеническая зональность известным образом связана с региональной петрографической зональностью проявлений магматизма, определяемой в свою очередь тектоническими структурами глубокого заложения. Несмотря на многочисленные работы в области исследования закономерности размещения различных металлогенических зон, причины такой зональности еще плохо изучены. В настоящее время можно говорить о парагенетической связи металлогенической зональности и крупных структур земной коры. При этом, конечно, остается справедливой концепция Ю. А. Билибина о генетической связи определенных разновозрастных металлогенических провинций с определенными этапами в развитии геосинклиналей. Эта концепция часто доминирует над всеми другими в работах различных групп металлогенистов. Однако остается в тени очень важный структурный фактор локализации металлогенических зон, оказывающий огромное влияние на их размещение как в геосинклинальном, так и в эпигеосинклинальном этапах развития складчатых областей.

В настоящей статье, не останавливаясь на процессе общей металлогенической эволюции Алтае-Зайсанской геосинклинальной области и не рассматривая вопросы магматизма, являющиеся предметом специальной статьи, постараемся разобрать лишь один из аспектов металлогенической зональности — структурный контроль. При этом подчеркнем четко выраженную для рассматриваемого региона закономерную пространственную связь редкометальных зон с геоантиклинальными поднятиями, заложенными на ранних и средних этапах развития геосинклинальной области¹. В работе рассматривается площадь палеозойской складчатости, охватывающая районы Горного и Монгольского Алтая, Калбы, Восточного Тарбагатая и Восточных отрогов хр. Чингиз. Вопросы геологии и металлогении этих территорий в различное время неоднократно освещались в литературе (Котульский, 1918; Нехорошев, 1932, 1958; Семенов, 1946; Шавло, 1958; Иванкин, 1960; Щерба, 1960; Горжевский, Муратов, 1961; Борукаев, 1962; В. Кузнецов, 1962; Хисамутдинов, 1963, и др.).

При этом подчеркивалась ясно выраженная поясовая металлогеническая зональность, играющая важную роль в распределении различного типа месторождений. Однако до сих пор для рассматриваемой области не выработаны определенные критерии при определении тектонической позиции различных металлогенических зон (в нашем случае редкоче-

¹ Под геоантиклинальным поднятием подразумевается поднятие внутри геосинклинальной системы, развившееся из геоантиклинали и являющееся ее конечной формой.

тальных). Не дает таких указаний и недавно вышедшая в свет обобщающая работа по металлогении Калбы и Алтая (Лутковская и др., 1964). Так, согласно существующим представлениям различных исследователей, редкометалльные зоны рассматриваемого региона располагаются то в областях поднятий (Холзунско-Чуйский, Талицкий антиклинории Горного Алтая), то в осевых, наиболее прогнутых частях геосинклинали (Калба-Нарымская зона), то в области краевого прогиба (Биесимасская зона).

Наши исследования (1957—1964) по изучению факторов локализации редкометалльного оруденения в пределах Алтае-Зайсанского региона позволяют более однозначно ответить на поставленный выше вопрос¹.

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ

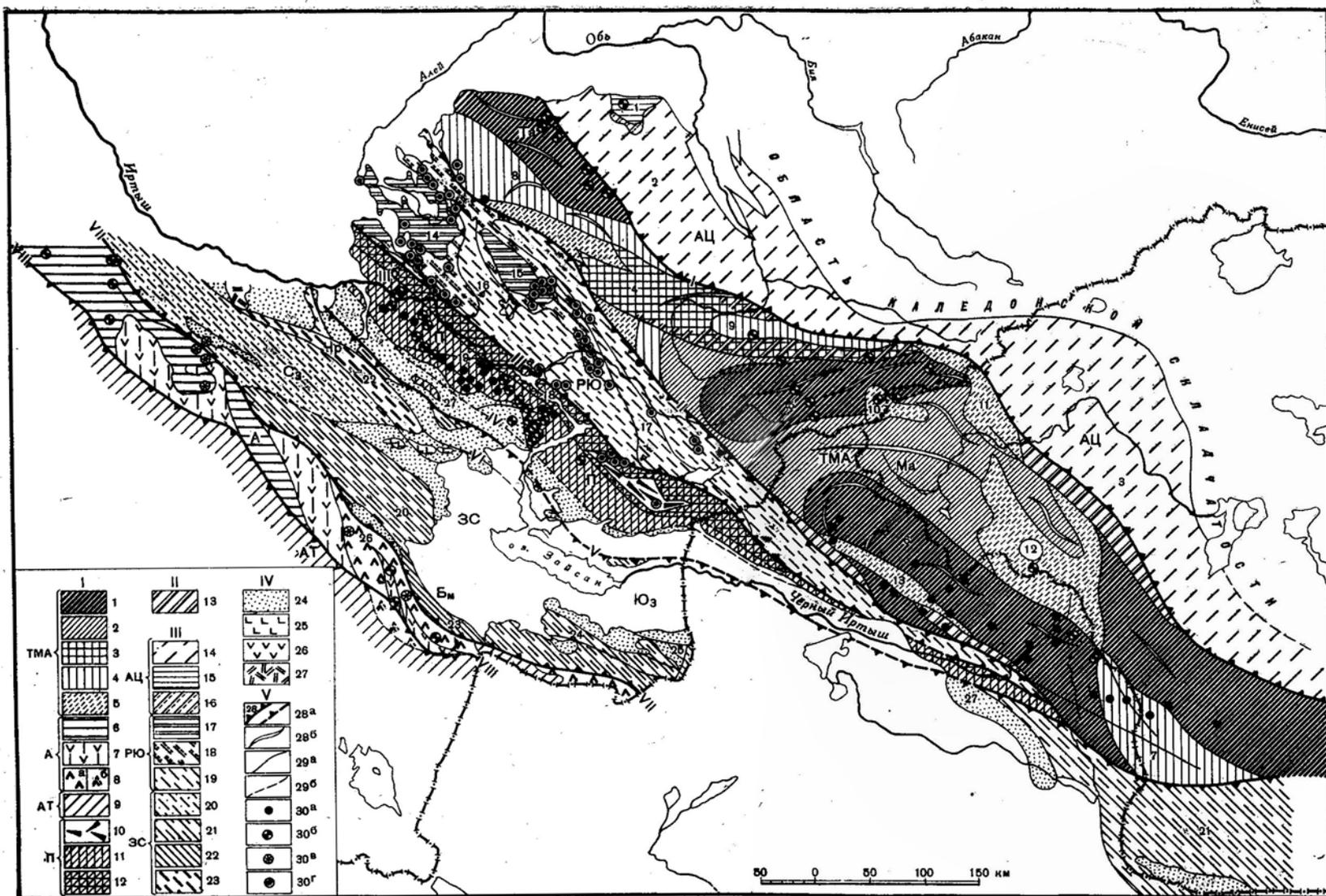
В пределах рассматриваемой части Алтае-Зайсанской складчатой области с востока на запад выделяются следующие основные структурные элементы (фиг. 11): 1) Ануйско-Цаганурская зона геосинклинальных прогибов миогеосинклинального типа, 2) Талицко-Монголо-Алтайское геоантиклинальное поднятие, сложенное в основном комплексом терригенных осадков, 3) Рудно-Южно-Алтайская зона геосинклинальных прогибов эвгеосинклинального типа, 4) Прииртышское геоантиклинальное поднятие, сложенное комплексом терригенных осадков, 5) Зайсанская зона геосинклинальных прогибов эвгеосинклинального типа, 6) Чингиз-Тарбагатайская зона геоантиклинальных поднятий, сложенная комплексом вулканогенно-терригенных пород.

Вышеназванные структуры разделяются длительно развивавшимися зонами шовных разломов — Бащелакско-Толбонурской, Локтевско-Караиртышской, Иртышской, Кызылсу-Верхнеиртышской, Калба-Чингизской. В пределах основных структур выделяются подчиненные им структуры более высоких порядков — шовные антиклинали, наложенные синклинальные прогибы и впадины, шовные прогибы, осевые трюги, антиклинальные поднятия. В строении этих элементов, обладающих различным формационным разрезом и различной металлогенической специализацией, выделяется несколько структурных ярусов². Нижний сложен комплексом геосинклинальных формаций, средний — комплексом орогенных геоантиклинальных формаций, выполняющих наложенные структуры, верхний — комплексом орогенных эпигерсинклинальных формаций. Платформенный чехол в работе не рассматривается.

О времени заложения рассматриваемой геосинклинальной области судить трудно в связи с крайне скудными сведениями о ее протерозойской истории. Можно лишь констатировать, что наиболее древние из известных в ее пределах геосинклинальных формаций датируются синийским (верхнепротерозойским) возрастом. В нижнем — среднем палеозое (Sp — C₁) область характеризовалась геосинклинальным режимом осадконакопления. В этот период в ее пределах развивались крупные геосинклинальные прогибы и разделяющие их геоантиклинальные поднятия. На последних (за исключением Прииртышского) уже с верхнекембрийского — нижнеордовикского времени начали накапливаться формации орогенного геоантиклинального ряда. Наиболее длительное и ус-

¹ Изучение структур Алтае-Зайсанской области велось с помощью формационного анализа. При расчленении разреза палеозоя на формации за основу была принята классификация Н. П. Хераскова (1963), согласно которой выделяются комплексы (ряды) геосинклинальных, орогенных, геоантиклинальных и орогенных эпигеосинклинальных формаций, а также формации платформ. В целях экономии места в тексте вместо термина «орогенные геоантиклинальные» употребляется — «геоантиклинальные» формации.

² За основу выделения структурных ярусов мы берем формационный ряд, характеризующий специфические тектонические условия каждой конкретной структуры на определенных этапах ее развития.



Фиг. 11. Тектоническая схема Алтае-Зайсанской складчатой области. Составил К. Л. Волочкович

I — геосинклинальные поднятия и совпадающие с ними редкометалльные металлогенные зоны. TMA (1-5) — Талицко-Монголо-Алтайское геосинклинальное поднятие — «терригенное» (Талицко-Монголо-Алтайская металлогенная зона). Выступы «фундамента», сложенные комплексом геосинклинальных формаций (Sp—Cm—O_{1t}): 1 — антиклинальные зоны, 2 — синклинальные зоны, 3 — шовная антиклиналь. Наложенные структуры, выполненные орогенными геосинклинальными формациями (O₂—C_{1t}): 4 — наложенные синклинальные прогибы 5 — наложенные впадины. А (6-8) — Аркалыкское геосинклинальное поднятие — «терригенно-вулканогенное», (Дегелян-Ленинградская металлогенная зона с Дегелян-Акжайлыуской рудной зоной); 6 — выступы «фундамента», сложенные комплексом геосинклинальных формаций (Sp—Cm²); 7 — участки поднятия, перекрытые орогенными геосинклинальными формациями (Cm₂—C₁—C_{1v}); 8a — «реактивизированная» наложенная впадина, 8б — район предполагаемого развития «реактивизированной» впадины. AT — Ащису-Тарбагатайское геосинклинальное поднятие — «вулканогенное»; 9 — выходы геосинклинальных (Cm₁—S₁) и орогенных геосинклинальных (S₂—C_{1v}) формаций без расчленения. П (10-12) — Прииртышское геосинклинальное поднятие «терригенное», (Калба-Нарымская металлогенная зона); 10 — выступы «фундамента», сложенные метаморфическими образованиями (P₂), 11 — склоны поднятия, перекрытые орогенными геосинклинальными формациями (D₂—C_{1v}), 12 — шовная антиклиналь, перекрытая орогенными геосинклинальными формациями.

II — пояса высокометаморфизованных пород вдоль зон шовных разломов (13).

III — зоны геосинклинальных прогибов «миогеосинклинального типа». АЦ — Ануиско-Цаганурская зона геосинклинальных прогибов (14-16): 14 — основные прогибы, выполненные комплексом геосинклинальных формаций (Cm—C_{1t}), 15 — ядра антиклинальных поднятий, сложенные геосинклинальными формациями (P₂), 16 — склоны антиклинальных поднятий с геосинклинальными формациями (O₂—S). Зоны геосинклинальных прогибов «эвгеосинклинального типа». РЮ — Рудно-Южно-Алтайская зона геосинклинальных прогибов (17-19): 17 — ядра антиклинальных поднятий, сложенные комплексом геосинклинальных формаций (Cm₂—O_{1t}), 18 — склоны антиклинальных поднятий с геосинклинальными формациями (D₂), 19 — основные прогибы, выполненные геосинклинальными формациями (O₂—C_{1v}). ЗС — Зайсанская зона геосинклинальных прогибов (20-23): 20 — Северная зона, сложенная преимущественно

терригенно-вулканогенными геосинклинальными формациями (C_{1t}—v), 21 — южная зона, сложенная преимущественно вулканогенными геосинклинальными формациями (S—C_{1v}), 22 — шовный прогиб, 23 — осевой трог.

IV — впадины, выявленные эпигеосинклинальными орогенными формациями (24-27): 24 — впадины с преимущественным развитием терригенно-вулканогенных формаций (C_{1v}—C₂), 25 — впадины, выполненные вулканогенными формациями основного и среднего состава (C₂—P), 26 — впадины, выполненные вулканогенной, кремнекислой, субщелочной формацией (P).

V — элементы тектонических структур (28-30): 28 — шовные разломы, совпадающие с границами основных тектонических структур первого порядка (a — условные границы структур, б — оси крупных складчатых структур), 29 — разломы (a — установленные, б — предполагаемые и нанесенные по геофизическим данным), 30 — рудопроявления: (a — редкометалльные перматиты, б — редкометалльные гидротермалиты, в — редкометалльная минерализация в связи с щелочными и альбитизированными гранитами, г — полиметаллические, свинцовые, кобальдно-полиметаллические). Названия структур. АЦ: 1 — Белокуринский антиклинорий, 2 — Ануиско-Чуйский синклинорий, 3 — Цаганурский синклинорий; TMA: Ta — Талицкий антиклинорий, Ma — Монголо-Алтайский антиклинорий, 4 — Теректинско-Южночуйская шовная антиклиналь, 5 — Укокская антиклинальная зона, 6 — Караиртышская антиклинальная зона; наложенные синклинальные прогибы: 7 — Цагангольский, 8 — Чарынский, 9 — Приаргунский; наложенные впадины: 10 — Калгутинская, 11 — Аксайская, 12 — Толбонурская, 13 — Шарасуминская, РЮ: 14 — Алейский антиклинорий, 15 — Синоюинский антиклинорий, 16 — Быструшинский синклинорий, 17 — Южно-Алтайский синклинорий; П: 18 — Иртышская шовная антиклиналь, 19 — Центрально-Калбинское внутреннее поднятие; ЗС: Сз — северная зона Зайсанской геосинклинали, Чр — Чарский осевой трог, Юз — южная зона Зайсанской геосинклинали, Бм — Буламбайский шовный прогиб, 20 — Жарминский синклинорий, 21 — Байтакский синклинорий, 22 — Чарский горст, 23 — Нарымский горст, 24 — Монрак-Саурский горст, 25 — Сайканский антиклинорий; А: 26 — Сарсазанская «реактивизированная» наложенная впадина, 27 — Зайсан-Уленгурская впадина; разломы (I-VIII): I — Башелакско-Толбонурская зона шовных разломов, II — Локтевско-Караиртышская зона шовных разломов, III — Иртышская зона шовных разломов, IIIa — Иртышско-Маркакульский разлом, IIIb — Калба-Нарымский разлом, IV — Теректинский разлом, V — Кызылсу-Верхнеиртышский разлом, VI — Чарский разлом, VII — Калба-Чингизский разлом, VIII — Ащису-Тарбагатайская зона разломов

тойчивое прогибание испытывают Ануйско-Цаганурская и Зайсанская геосинклинали, в пределах которых комплекс морских терригенно-вулканогенных пород формировался вплоть до нижнего карбона включительно. Прогибы, разделяющие поднятия в Чингиз-Тарбагатайской зоне, замкнулись раньше, в додевонское время. Время замыкания Алтае-Зайсанской геосинклинальной области относится к концу нижнекаменноугольного периода, когда в ее пределах независимо от ранее сформированных структур в крупных наложенных впадинах начал накапливаться комплекс орогенных эпигеосинклинальных формаций¹.

В работе основное внимание уделяется интересующим нас структурам — геоантиклинальным поднятиям². Строение разделяющих поднятия геосинклинальных прогибов рассматривается в объеме, необходимом для выяснения развития первых.

Чингиз-Тарбагатайская зона геоантиклинальных поднятий разделяет Зайсанскую и Джунгаро-Балхашскую геосинклинали и состоит из ряда антиклинорий (Аркалыкский, Чингизский, Акчатаусский) и синклинорий (Ащисуйский, Восточно- и Западно-Чингизский) (Борукаев, 1962; Маркова, 1948). Нами рассматривается лишь Аркалыкский антиклинорий, расположенный вдоль восточной границы Чингиз-Тарбагатайской зоны. Данная структура представляет собой геоантиклинальное поднятие, сформировавшееся уже в верхнекембрийское — нижнеордовикское время. Поднятие протягивается в юго-восточном направлении на расстояние более 400 км от района Ерементау-Баянаульского «погруженного массива» (Борсук, Яговкин, 1964) до восточной оконечности хр. Западный Тарбагатай (район р. Нарын), достигая ширины от 7 до 20—25 км. С северо-востока поднятие по Калба-Чингизскому разлому граничит с Зайсанской геосинклиналью. К юго-западу от него располагается Ащису-Тарбагатайская зона, представляющая собой геосинклинальный прогиб, замкнувшийся в конце силура и включающий Ащисуйский синклинорий на севере и структуры хр. Западный и Восточный Тарбагатай на юге³. В предлагаемых границах поднятие ранее не выделялось. Северная его часть включает Аркалыкский (Аркатский) антиклинорий (Маркова, 1948; Борукаев, 1962, и устные данные Г. И. Сократова); южная часть совпадает с Сарсазанским синклинорием, известным по работам геологов ВАГТ (С. Н. Голышев, Н. В. Романова и др.) и представляющим собой, по нашему мнению, наложенную впадину, выполненную молассовидными геоантиклинальными комплексами девона. Последняя в нижнекаменноугольное время была осложнена более молодой «реактивизированной» впадиной⁴. Из контуров поднятия мы исключаем районы гор Ргайлы-Сарытолагай, включающиеся ранее в состав «каледонид» Чингиза и Тарбагатая, но, согласно нашим представлениям, относящиеся к структурам Зайсанской геосинклинали. Восточная граница поднятия проходит по зоне Калба-

¹ Время замыкания геосинклинальной системы («возраст складчатости») принимается нами вслед за Н. П. Херасковым как переломная эпоха, после которой на данной площади развиваются только платформенные или другие не геосинклинальные формы отложений. В качестве основного критерия при выделении областей складчатости берется время окончания отложений геосинклинальных формаций, а также орогенных формаций геоантиклинального типа.

² Описание геоантиклинальных поднятий ведется от древних к более молодым.

³ Вопрос о выделении Ащису-Тарбагатайской зоны и ее соотношении с Аркалыкским поднятием требует дополнительных исследований.

⁴ Под «реактивизированной» наложенной впадиной понимается структура, наложенная на орогенный геоантиклинальный комплекс поднятия и выполненная формациями, близкими к геосинклинальным образованиям, характеризующим условия интенсивной тектонической активизации в той или иной части геоантиклинального поднятия. Процесс «реактивизации» может сопровождаться и интенсивным горообразованием.

Чингизского разлома, отдельные части которого известны как Аркатская и Жарминская зоны смятия. Разлом заложился, видимо, в кембрийское время в период обособления Аркалыкской тектонической зоны и в дальнейшем неоднократно омолаживался. К нему пространственно тяготеют массивы среднегерцинских (нижекаменноугольных) и позднегерцинских гранитоидов; непосредственно в зоне разлома породы палеозоя интенсивно динамометаморфизованы, пронизаны дайками различного состава и кварцевыми жилами. Мощность зоны разлома около 6—5 км. В ряде мест вдоль него фиксируются надвиги, с падением плоскости сместителя на юго-запад.

Западная граница поднятия проходит по Западно-Аркалыкскому (Борукаев и др., 1962) и Тарбагатайскому разломам. Шарнир поднятия погружается на юго-восток, в этом же направлении оно сужается и выклинивается. Северо-западная часть поднятия (район гор Дегелан, Догалан) более поднята и размыта. Здесь обнажаются наиболее древние формации геосинклинального ряда; среди геоантиклинальных формаций, разрез которых в данном месте сокращен, преобладают грубообломочные, часто красноцветные образования, в разрезе вулканогенных толщ основную роль играют породы кислого состава, наложенные структуры представлены обширными изометричными мульдами.

В центральной и южной частях поднятия (район гор Айгыржал, бассейн рек Бугаз, Базар) наложенные структуры обладают линейной формой, выполняющие их геоантиклинальные формации представлены более полным (в возрастном отношении) разрезом, в составе последних большее значение имеют тонкообломочные терригенные и местами карбонатные отложения, а также вулканогенные образования основного и среднего состава. Кроме того, здесь же развивается линейно-вытянутая наложенная Сарсазанская «реактивизированная» впадина, а также впадины, выполненные эпигеосинклинальным комплексом осадков. Все это свидетельствует о более динамичном тектоническом режиме южной части поднятия по сравнению с северной.

Известные в пределах Аркалыкского поднятия интрузивные комплексы представлены в основном среднегерцинскими (нижекаменноугольными) гранитоидами, сосредоточенными в северной части поднятия и вдоль его восточного крыла. Реже, преимущественно в северной части поднятия, встречаются массивы гранитоидов додевонского возраста. Позднегерцинский комплекс высококислых калиевых, часто альбитизированных гранитоидов пространственно связан с Калба-Чингизским разломом, а также с наложенными девонскими и нижекаменноугольными структурами, выполненными наземновулканогенной (порфировой) формацией (D_{1-2}) и терригенно-карбонатно-туфогенной формацией (C_{1t-v}). Максимальное количество массивов гранитоидов этого возраста приурочено к Сарсазанской «реактивизированной» впадине. Здесь же в значительном количестве встречаются тела щелочных рибекитовых гранитов, видимо являющихся производными этого комплекса. В целом Аркалыкское поднятие характеризуется пониженным значением поля силы тяжести по сравнению со смежными геосинклинальными зонами (данные В. И. Гольдшмидт, Ю. Н. Чернова и др.).

«Фундамент» Аркалыкского поднятия (нижний структурный ярус), сложенный комплексом геосинклинальных формаций ($Sn-Cm_2^2$), обнажается в северо-западной и центральной частях рассматриваемой структуры. В строении его принимают участие офиолитовая и яшмовая формации (Еремантауская серия, Sn , возраст условный¹),

¹ Во всех случаях, где не отмечена «условность возрастной датировки» формации, они палеонтологически охарактеризованы.

а также вулканогенно-терригенная (диабазовая) (теле-скольская свита $Ст_1^1$) и пестроцветная терригенная (флиш-оидная) (сассыксорская свита $Ст_2^2$), формации. Данные формации без особых изменений прослеживаются к западу от Аркалыкского поднятия. В Зайсанской геосинклинали отложения этого возраста неизвестны. Они, видимо, скрыты под толщей более молодых осадков. Геосинклинальные формации дислоцированы в узкие линейные складки, ориентированные согласно с общим простиранием поднятия, и разделены довольно крупными несогласиями. Особенно значительный перерыв устанавливается перед накоплением пестроцветной формации ($Ст_2^2$). Данному перерыву соответствуют крупные нисходящие движения в смежной Ащису-Тарбагатайской зоне, обусловившие накопление там мощной (более 6 км) спилит-кератофировой формации (бощекульская, агырекская, майданская свиты, $Ст_1^2—Ст_2^1$).

Средний структурный ярус поднятия сложен орогенными геантиклинальными формациями ($Ст_3—O_1t—C_1v_{2-3}$), среди которых выделяются формации наложенных впадин и формации в «реактивизированных» впадинах. Данные образования дислоцированы в относительно простые складки, осложненные в зонах разломов дополнительной складчатостью. Ряд формаций наложенных впадин начинается пестроцветной наземновулканогенной (порфиритовой) формацией ($Ст_3—O_1t—S$). Формация накапливалась с перерывами, ее разновозрастные члены залегают на различных структурах «фундамента» и других горизонтах той же формации. Снизу вверх в разрезе формации появляется большее количество грубообломочных красноцветных осадков, а также вулканогенных пород кислого состава. Наиболее полный разрез формации устанавливается в районе хр. Айгыржал, где, по данным М. Б. Мычника, развиты: 1) торткудукская свита ($Ст_3^{2+3}—O_1t$), представленная пироксеновыми порфиритами, пестроцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, кварцевыми песчаниками и горизонтами известняков, мощность 1000 м; 2) найманская свита (O_1a) разнородных песчаников, пестроокрашенных глинисто-кремнистых сланцев, конгломератов с прослоями туфов, мощность 1000 м; 3) жарсорская свита (O_3) валунных конгломератов, туфоконгломератов, туфов пироксеновых порфиритов, туфопесчаников, мощность 1500 м; 4) балыктинская свита (S_1ln-w) пестроокрашенных конгломератов, песчаников, пироксеновых порфиритов, известковистых песчаников, мощность 800 м; 5) доненжольская свита (S_1w-ld) красноцветных конгломератов, диабазовых порфиритов, бордовых альбитофиров, пестроокрашенных полимиктовых песчаников, туфов кислого и основного состава, мощность 800 м.

К западу от поднятия, в Ащису-Тарбагатайской зоне отложения, синхронные рассмотренным выше, представлены мощным комплексом терригенных сероцветных и вулканогенных (базальтово-андезитового состава) осадков, накапливающихся без значительных перерывов. Временами здесь появлялись красноцветные вулканогенные образования, сходные с синхронными толщами поднятия (верхняя часть жарсорской свиты O_3 , верхний силур; район р. Кундуль, данные О. Т. Преображенской). Однако в этом случае среди них значительным распространением пользовались эффузивы более основного состава, а также карбонатные осадки. В Зайсанской геосинклинали вдоль ее юго-западного борта (район гор Ргайлы-Сарытолагай, р. Каракунгой) рассмотренным выше образованиям синхронна кремнисто-карбонатно-вулканогенная (андезито-диабазовая) формация $S_1w—S_2ld$ (данные А. Алексева, С. Н. Голышева), а в центральной части геосинклинали (Чарский горст) — терригенно-карбонатная формация (S_2).

Наземновулканогенная (порфи́ровая) формация (D_{1-2}) (кайдаульская, альбитофировая, буламбайская свиты; Беспалов, 1954; данные Н. В. Романовой и др.) широко развита в пределах поднятия, где представлена вулканогенными образованиями преимущественно кислого состава, а также красноцветными грубообломочными отложениями. В южной части поднятия в составе формации появляются вулканогенные образования среднего состава (андезитовые и дацитовые порфи́риты). Мощность формации 1300—2000 м. За пределами поднятия на западе, в Ащису-Тарбагатайской зоне, данная формация сменяется синхронной наземновулканогенной порфи́ритовой формацией (караджальская свита), на востоке, в Зайсанской геосинклинали, — карбонатно-вулканогенной (андезито-диабазовой) и порфи́ритовой формацией.

Молассовидная формация ($D_2 - C_{1v}$) представлена грубообломочными терригенными, часто красноцветными отложениями, местами туфогенными, угленосными или карбонатными. Формация невыдержана в мощности, перекрывает различные горизонты «фундамента» поднятия и более древние комплексы геоантиклинального ряда. В разных структурах она представлена разновозрастными горизонтами с выпадением отдельных членов. В юго-восточном направлении отложения формации становятся более грубообломочными, менее карбонатными, часто содержат вулканогенные образования кислого состава. В том же направлении меняется и конфигурация впадин, выполненных рассматриваемым комплексом — от изометричных обширных и плоских к линейно-вытянутым. На северо-западе, в районе горы Догалан, в разрезе формации, по данным Г. И. Севрюгина, развиты красноцветные конгломераты, полимиктовые песчаники с редкими линзами известняков (D_3fg); известковистые песчаники, известняки, кварцевые песчаники (D_3fm, C_{1t}); угленосные отложения (C_{1v}). Суммарная мощность около 1500 м. Южнее, в районе гор Аркат, Айгыржал, по данным Ю. А. Столярова и М. Б. Мычника, основание формации представлено пестроокрашенными разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями туфов основного и кислого состава (D_3fg); выше залегают серые песчаники, гравелиты, с прослоями углистых аргиллитов, туфов кислого состава кремнистых мергелей (D_3fm, C_{1t}); разрез завершается красноцветными песчаниками, туфопесчаниками с прослоями глинисто-углистых сланцев, углей, туфов кислого состава (C_{1v}). Суммарная мощность 2300—2000 м. На южном окончании поднятия в верховье рек Карбога, Базар разрез формации сокращен за счет выпадения из него нижнекаменноугольных толщ, относящихся здесь уже к иной формации, слагающей «реактивизированную» впадину. По данным А. А. Пряхина, Н. В. Романовой и др., формация представлена здесь грубозернистыми серыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, мелкими линзами известняков, прослоями туфов, тонкослойными глинисто-кремнистыми алевролитами и сланцами. В целом формация в данном месте более тонкообломочная, чем на северо-западе поднятия. Мощность 1300—1200 м.

Отложения, синхронные рассмотренному комплексу на западе — в Ащису-Тарбагатайской зоне, представлены аналогичными толщами. Исключение составляют лишь образования франского яруса, среди которых большую роль играют наземновулканогенные образования смешанного состава (район горы Акшокс, данные А. А. Розенкранца). К востоку от поднятия, в Зайсанской геосинклинали молассоидной формации синхронны геосинклинальные комплексы вулканогенно-карбонатных осадков, характерные для прогнутых частей геосинклинального бассейна.

Геоантиклинальные формации «реактивизированных» впадин известны на юге Аркалыкского поднятия в Сарсазанской впадине. Данная структура протягивается от верховья р. Ащису на северо-западе до северных склонов хр. Восточный Тарбагатай, перекрывая как впади-

ны Аркалыкского поднятия, выполненные молассовидной формацией ($D_2qv - D_3$), так и комплекс среднепалеозойских (S_2, D_3fg) образований Ащису-Тарбагатайской зоны. Восточная граница впадины совпадает с Калба-Чингизским разломом, западная, возможно, выходит за пределы Аркалыкского поднятия. Она проводится по смене формаций карбонатно-терригенно-туфогенной ($C_{1t} - v$), развитой на востоке (Сарсазанская впадина), на молассовидную угленосную ($C_{1t} - v$), развитую на западе (Ащису-Тарбагатайская зона). Западная граница осложнена многочисленными разломами субмеридионального простирания, располагающимися под острым углом к контурам впадины и поднятия в целом. Восточная часть Сарсазанской впадины включает в свой состав «Биесимасский краевой прогиб» и «Западно-Жарминскую зону» (Лутковская, 1964). В пределах Сарсазанской впадины известны многочисленные редкометалльные проявления, генетически связанные с комплексом верхнепалеозойских гранитоидов, в том числе щелочных и рибекитовых. Однако эта минерализация пространственно связана лишь с той частью впадины, которая наложена на Аркалыкское поднятие. Выпняющаяся впадину карбонатно-терригенно-туфогенная формация ($C_{1t} - v$) с размывом залегает на средне-верхнедевонских осадках и перекрыта эпигеосинклинальными орогенными комплексами верхнего палеозоя. Толщи смяты в относительно пологие складки. Степень дислокации пород увеличивается вблизи Калба-Чингизского разлома. Формация, не испытывая резких фациальных изменений по простиранию, вверх по разрезу становится более грубообломочной.

Наиболее полный разрез формации известен в районе верховья рек Эспе, Егин-Булак, Бугаз (данные Р. С. Кочурина, А. А. Пряхина, а также наши наблюдения). В основании формации здесь располагается кояндинская свита (C_{1t}), представленная грубослоистыми разнозернистыми туфогенными песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами, туфами среднего состава, содержащими многочисленные вулканические бомбы, с прослоями полосчатых кремнистых алевролитов, углисто-глинистых сланцев и известковистых песчаников. Мощность отложений 2000 м. Выше залегает коконьская свита (C_{1v_1}), состоящая из туфов среднего и основного состава, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов, прослоев черных углистых алевролитов, известковистых песчаников, известняков и горизонтов лав андезитового состава, общей мощностью 2000—1600 м. Верхняя часть формации (C_{1v_2+3}) представлена полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, глинисто-известковистыми сланцами, конгломератами и линзами битуминизированных известняков, мощность которых 600 м. Суммарная мощность всей формации 4600—4200 м. Рассмотренной формации в других районах Прииртышского поднятия, как и в пределах Ащису-Тарбагатайской зоны, синхронна молассовидная терригенная, местами угленосная формация, в Зайсанской геосинклинали — вулканогенно-карбонатные образования.

Верхний структурный ярус Аркалыкского поднятия сложен формациями орогенного эпигеосинклинального ряда, выполняющими отдельные межгорные впадины, прослеживающиеся в настоящее время лишь на юге поднятия в области Сарсазанской структуры. Здесь известна молассовая вулканогенная (андезитовая) формация (C_2^2), в состав которой входят туфолавы андезитового состава, горизонты андезитовых порфиритов, туфоконгломераты и туфопесчаники общей мощностью 600 м.

Отложения дислоцированы в пологие складки. Есть указания (Левин, 1965) о наличии в пределах поднятия (район гор Аркат, Догалан) кислых вулканогенных пород верхнепалеозойского возраста, ранее включавшихся в состав кайдаульской свиты (D_{1-2}). В связи с этим можно

предположительно выделить наземновулканогенную порфировую формацию (Pz_3), представленную фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, липарит-порфирами, их лавами, лавобрекчиями.

Талицко-Монголо-Алтайское геоантиклинальное поднятие, подробное описание которого проводилось нами ранее (Волочкович, Леонтьев, 1964), протягивается на расстояние свыше 1000 км, достигая ширины 200—1500 км и пространственно совпадая с западной частью Горного Алтая и хр. Монгольский Алтай. Данная структура оформилась как поднятие в Алтайской геосинклинальной системе со среднего ордовика. Окружающие его прогибы — Ануйско-Цаганурский на востоке, Рудно-Южно-Алтайский и Зайсанский на западе — замкнулись в нижнем карбоне. Вдоль северо-восточного крыла поднятия протягивается Башчелакско-Толбонурская зона шовных разломов, достигающая ширины 40 км, в состав которой входит Теректинско-Южночуйская шовная антиклиналь. Данная зона сформировалась в предсреднеордовикское время. Отдельные ее элементы существовали еще в период геосинклинального прогибания рассматриваемой области. В состав зоны шовных разломов входят зоны смятия, характеризующиеся широко проявленными процессами полиметаморфизма, захватившими только досилурийские отложения, а также разломы, вдоль которых породы палеозоя испытали лишь динамометаморфические изменения, что, видимо, связано с различной их тектонической активностью, а возможно, и с глубиной их современного среза. В пределах зоны разломов устанавливаются вертикальные, а также сдвиговые движения (левый сдвиг). Шовная Теректинско-Южночуйская антиклиналь характеризуется длительным развитием антиклинальной формы (с $Sm_3 - O_1$ до D_{1-2}), повышенной вулканической активностью, обилием линейно-вытянутых интрузивных массивов.

Вдоль юго-западного крыла поднятия прослеживается Локтевско-Караиртышская зона шовных разломов, достигающая ширины десятков километров. Интенсивность метаморфизма пород в зоне увеличивается в южном направлении, достигая максимума в районе Верхнеиртышской антиклинальной зоны. Для ее северной составляющей характерно в основном рассланцевание и окварцевание толщ палеозоя. В южной ее части развиты кристаллические сланцы, ортогнейсы и катакластические граниты (послевизейские). Время заложения зоны, по-видимому, синхронно времени заложения Башчелакско-Толбонурской. Активизация магматической деятельности вдоль рассмотренных выше зон разломов смещена во времени. В Башчелакско-Толбонурской зоне максимальная активизация приходится на конец ордовика, в Локтевско-Караиртышской — на нижний карбон — верхний палеозой.

«Фундамент» поднятия (нижний структурный ярус) сложен комплексом геосинклинальных формаций ($Sn - Sm_3 - O_1t$), закономерно сменяющими друг друга в вертикальном направлении, тесно связанными и разделяющимися лишь незначительными перерывами.

В строении «фундамента» выделяется ряд крупных антиклинальных и синклинальных зон. В первых породы дислоцированы в крупные брахиантиклинальные складки (15—20 км) с крутопадающими шарнирами, осложненные на крыльях линейными и изоклинальными складками, обычно наклоненными в сторону осевых частей антиклиналей. Изредка встречаются куполовидные антиклинали (до 10 км) с пологозалегающими (15—20°) слоями. В синклинальных зонах отложения дислоцированы в крупные брахисинклинали, осложненные на крыльях линейными складками, обычно опрокинутыми в направлении смежных антиклиналей. Вдоль границ синклинальных и антиклинальных зон прослеживаются разломы (взбросо-сдвиги), время заложения которых определяется нижнепалеозойским и, возможно, более древним временем формирова-

ния этих структур. Большинство этих разломов было омоложено в средневерхнепалеозойское время и сыграло большую роль при формировании наложенных структур и рудных узлов.

Формации геосинклинального ряда представлены немymi метаморфизованными отложениями. В основании ряда располагаются зеленокаменные комплексы терригенно-вулканогенного состава ($Sp - Cm_2$), накапливавшиеся в относительно глубоководном прогибе в удалении от источника сноса. Входящие в их состав диабазовые порфириды пространственно тяготеют к древним зонам разломов. Более молодые ($Sm_3 - O_1$) отложения, представленные менее метаморфизованной граувакково-сланцевой (флишеидной) формацией, накапливались при усиленном сносе терригенного материала в обстановке постепенного сокращения морского бассейна. В развитии каждой формации отмечается увеличение количества грубокластического материала в конце цикла седиментации. Особенностью рассматриваемого ряда геосинклинальных формаций является отсутствие спилит-кратофировой формации в начальной стадии его накопления, почти полное отсутствие карбонатных отложений. Состав ряда свидетельствует, видимо, об относительно стабильных тектонических условиях его формирования.

Орогенные геоантиклинальные формации среднего структурного яруса накапливались в существенно иной тектонической обстановке ($O_2 - C_1$). Среди них выделяются формации а) наложенных синклинальных прогибов и б) наложенных впадин. В составе первых большое значение имеют тонкообломочные сероцветные морские осадки, вторые представлены сокращенным разрезом в основном красноцветных, пестроцветных грубообломочных отложений.

Наложённые синклинальные прогибы сформировались в среднем ордовике и силуре. Характерной их особенностью является вытянутая форма, довольно простые складчатые дислокации выполняющих их формаций, пространственная связь с крупными разломами. Вдоль последних отмечается повышенная активизация процессов вулканизма, увеличение мощности грубообломочных отложений. Комплекс геоантиклинальных формаций в синклинальных прогибах имеет более полный разрез и начал накапливаться раньше (с O_2), чем комплекс формаций наложенных впадин. Накапливался он на неглубоко погруженном молодом складчатом основании геоантиклинального поднятия в обстановке мелководного, часто осушаемого морского залива.

Одной из отличительных особенностей формаций синклинальных прогибов является унаследованность их положения в пространстве. Формации молодые и приурочены в основном к тем же прогибам, что и древние. В связи с этим фундамент прогибов не испытывает столь интенсивного размыва, как под наложенными впадинами.

Полнота разреза рассматриваемого комплекса в различных синклинальных прогибах различна. В Чарышском прогибе известны формации от среднего ордовика до верхнего турне; в Приаргутском прогибе — среднего-верхнего ордовика, силура и нижнего девона; в Бирюксинском прогибе — среднего ордовика; в Цагангольском прогибе — силура. Все синхронные формации прогибов литологически тождественны, что свидетельствует о единообразии тектонического режима в пределах всего геоантиклинального поднятия в тот или иной отрезок времени.

Все синклинальные прогибы пространственно связаны с зонами краевых разломов или с оперяющими их нарушениями. Наибольшее погружение испытывают части прогибов, непосредственно примыкающие к крупным тектоническим нарушениям.

Наложённые впадины развиваются в основном с силура. В отличие от прогибов они характеризуются более изометричными очертаниями,

меньшей глубиной прогибания, частой миграцией внешнего контура.

Формирование их также связано с расколами в фундаменте геантиклинального поднятия. Формации в данных структурах по сравнению с формациями в синклинальных прогибах имеют меньшую суммарную мощность и сокращенный разрез. Отдельные формации часто мигрируют, занимая размывавшиеся до этого участки суши, в связи с чем они ложатся на различные толщи глубоко эродированного фундамента геантиклинали. В составе данного комплекса преобладают субконтинентальные грубообломочные отложения. Степень метаморфизма пород и интенсивность пликвативных дислокаций здесь незначительные. Рассматриваемый комплекс начал накапливаться с верхнего ордовика, т. е. с некоторым запозданием по сравнению с формациями синклинальных прогибов. Отмечается определенная направленность в его развитии, повышение роли грубообломочных пород с ордовика до нижнего девона вверх по разрезу и обратная тенденция в последующий этап осадконакопления с девона до нижнего карбона.

Верхний структурный ярус поднятия, сложенный орогенными эпигеосинклинальными формациями, в пределах данной структуры не известен, видимо размыт.

С различными структурами геантиклинали связаны различные магматические формации и сопровождающая их минерализация.

Формация гипербазитов ($Ст_2?$) приурочена к Башчелакско-Толбонурской зоне разломов. Формация гранитоидов ($Pz_{1-2}?$) отчетливо маркирует контур геантиклинали и приурочена к поясам глубокометаморфизованных пород в краевых зонах разломов. Девонская интрузивная формация гранитоидов (D) развита в основном по северо-восточной периферии геантиклинали и в ее центральной части. Выходы интрузий часто маркируют границы антиклинальных зон в фундаменте поднятия, располагаясь в местах их периклинальных окончаний. Внутри антиклинальных зон они тяготеют к ядрам крупных антиклиналей, повторяя в плане очертания вмещающей структуры, что, видимо, связано с лакколитообразной формой интрузий, выполняющих межформационные полости отслоения. Ареал развития формации раннегерцинских (D_2) и среднегерцинских (C) гранитоидов смещен к юго-западному крылу геантиклинали. Граниты позднегерцинской формации пространственно связаны с зонами шовных разломов, в основном с Локтевско-Караиртышской. Они избирательно локализируются в антиклинальных зонах геосинклинального фундамента поднятия, располагаясь обычно дискордантно по отношению к более мелким складчатым структурам, в то же время приспособляясь к основному направлению их простираний.

Намечается определенная закономерность в пространственной ориентировке основных тектонических элементов описываемого геантиклинального поднятия. Вдоль его юго-западного крыла осевые линии складчатых структур фундамента, наложенных структур и интрузивных тел, а также многие разрывы образуют с границей поднятия острый угол, вершиной обращенный к югу. Осевые линии тех же структурных элементов вдоль северо-восточного крыла поднятия обычно образуют с границей геантиклинали острый угол, обращенный на юго-восток. Повидимому, такая ориентировка структур обусловлена как вертикальным, так и тангенциальными напряжениями вдоль границ геантиклинали.

Прииртышское геантиклинальное поднятие протягивается вдоль долины рек Иртыша и Черного Иртыша на расстоянии свыше 1000 км, достигая ширины 50—70 км. Окружающие поднятия геосинклинальные прогибы Зайсанский на западе и Рудно-Южно-Алтайский на востоке отделаны зонами шовных разломов — Кызылсу-Верхнеиртышской и Иртышской. На юго-востоке данная структура сочленяется

с Талицко-Монголо-Алтайским геантиклинальным поднятием. Описание отдельных элементов Прииртышского поднятия и слагающих его формаций содержится в ряде ранее опубликованных работ (Нехорошев, 1958; Иванкин, 1960; Хисамутдинов, 1963; Шавло, 1958; Хорева, 1962; Маркова, Хорева, 1964; Сократов, 1937; Бубличенко, Кожемяко, 1963 и др.). В предлагаемых границах поднятие было выделено автором в 1963 г. (Волочкович, 1965). Рассматриваемая структура обособилась как геантиклиналь с среднего девона и с этого времени характеризовалась накоплением прибрежно-морских и континентальных терригенных формаций (D_2-C_1V)¹. В окружающих геантиклиналь прогибах до верхнего визе включительно накапливались преимущественно карбонатно-вулканогенные формации, обычно характерные для наиболее прогнутых частей геосинклинальных бассейнов.

В строении Прииртышского поднятия выделяются его три основных элемента: Иртышская шовная антиклиналь с выходами геосинклинального нижнепалеозойского «фундамента» поднятия; центральная (осевая) зона с выходами геантиклинальных формаций (D_2e-C_1V); западный склон, перекрытый орогенной эпигеосинклинальной формацией ($C_1V_2-C_2$). Шарнир поднятия ундулирует с общим погружением на юго-восток. Наиболее поднятой (в историческом смысле) является территория Центральной Калбы (район сел Баймурза, Никитинка), а также поднят блок Иртышской шовной антиклинали. Поднятие имеет асимметричное строение. Восточное его крыло крутое, западное — пологое. Характерно отсутствие в пределах поднятия крупных наложенных структур. Орогенные формации перекрывают поднятие в виде шлейфа, облекая выступ шовной Иртышской антиклинали. Отмечается общее увеличение степени дислокации и интенсивность регионального метаморфизма осадочных комплексов вниз по разрезу от эпигеосинклинальных формаций к геантиклинальным и геосинклинальным, а также вблизи зон крупных разломов и особенно в зоне Иртышской шовной антиклинали.

Иртышская шовная антиклиналь характеризуется длительным развитием антиклинальной формы, наличием линейно-вытянутых массивов среднепалеозойских гранитоидов, повышенным метаморфизмом слагающих ее толщ, интенсивным проявлением процессов эффузивного и интрузивного магматизма, положением на границе двух крупных блоков земной коры, характеризующихся различной глубиной прогибания.

Заложение шовной структуры отвечает времени обособления всего Прииртышского поднятия в самостоятельный тектонический элемент, вероятно уже в пресилурийском периоде. Ограничивающие шовную антиклиналь разломы Иртышско-Маркакульский и Калба-Нарымский представляют собой неоднократно обновляющиеся тектонические швы, формирование которых связано с формированием геантиклинального поднятия. Активное проявление движений по этим разломам, доказываемых по изменению фаций, проявлению интрузивного и эффузивного магматизма, устанавливается лишь с эйфельского века. При этом наибольшей активностью обладал Иртышско-Маркакульский разлом.

Центральная зона Прииртышского поднятия также представляет собой крупный блок, ограниченный с востока Калба-Нарымским, а с запада — Теректинским разломами. Ширина блока, достигающая 50 км на северо-западе, сокращается до 5—10 км, вплоть до полного выклинивания на юго-востоке, в районе Синьцзяня. В строении блока принимают участие, по-видимому, те же комплексы, что и в строении Иртышской шовной структуры, однако наиболее древними, выходящими на дневную

¹ Не исключено, что Прииртышское поднятие представляло в досреднедевонское время выступ докембрийского фундамента.

поверхность толщами здесь являются верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения. Северная часть этой зоны занята Калба-Нарымским плутоном гранитоидов. Западное крыло рассматриваемой зоны осложнено крупной наложенной Зайсано-Уленгурской впадиной, выполненной орогенной эпигеосинклинальной формацией.

Рассматриваемая зона разбита серией разломов субширотного простирания на ряд блоков. Судя по пространственному расположению разломов и характеру перемещений вдоль них (отмечаются вертикальные и горизонтальные перемещения), данные нарушения, по-видимому, генетически связаны с тангенциальными напряжениями вдоль разломов Иртышской шовной горстантиклинали и были заложены одновременно с ними.

Зона Западного склона Прииртышского поднятия ограничена Теректинским разломом с северо-востока и Кызылсу-Верхнеиртышским разломом с юго-запада и достигает ширины 35—40 км. Структура перекрыта комплексом эпигеосинклинальных орогенных формаций, из-под которых лишь в некоторых местах обнажаются подстилающие геоантиклинальные комплексы. Последние в отличие от синхронных грубообломочных отложений, развитых в Центральной зоне, представлены тонкообломочными осадками. Данное фациальное изменение свидетельствует об удалении источника сноса от района осадконакопления. В пределах рассматриваемой зоны породы слабо нарушены, здесь же известны крайне немногочисленные выходы интрузивных пород, преимущественно кислого состава. Подобные особенности строения зоны свидетельствуют о ее незначительной тектонической активности в период формирования Прииртышского поднятия. В пределах Прииртышского поднятия отмечается относительное снижение тектонической активности с востока на запад и смещение в том же направлении проявлений разновозрастного магматизма. Так, вдоль шовной антиклинали магматическая деятельность, выразившаяся в образовании дайковых серий среднего и основного состава и линейно вытянутых гранитоидных интрузий в основном плагиигранитового типа (преимущественно нижнекаменноугольного возраста), отмечалась с среднего девона до перми. Внедрение гранитоидов сопровождалось здесь процессами магматизации и полиметаморфизма.

В Центральной зоне максимальное проявление магматической деятельности приурочено уже к нижнекаменноугольной-верхнепалеозойской стадии развития региона. В этот период здесь сформировалось крупное батолитическое тело Калба-Нарымского плутона, расчленяемого в настоящее время на нижнекаменноугольные и верхнекаменноугольно-пермские комплексы. Вдоль зоны Западного склона поднятия магматическая и тектоническая деятельность в среднем и верхнем палеозое была наиболее ослаблена. Асимметрия тектонического строения предопределила и асимметрию металлогенической зональности.

Для Прииртышского поднятия характерно низкое значение силы поля тяжести по сравнению со смежными районами Зайсанской и Рудно-Южноалтайской геосинклиналей.

«Фундамент» — нижний структурный ярус поднятия сложен геосинклинальной терригенно-вулканогенной формацией нижнего (?) палеозоя, обнажающейся в ядре Иртышской шовной антиклинали.

Формация представлена тонкокластическими терригенными и вулканогенными породами, преобразованными в связи с региональным метаморфизмом в различные гнейсы и амфиболиты (Хорева, 1960).

Породы смяты в пологие брахиформные, широтно ориентированные складки, осложненные острыми гребневидными складками более высоких порядков. Углы падения слоев колеблются в пределах 25—60°.

Возраст формаций условный. В районе р. Кальджир и в верховье р. Кара-Иртыш она перекрывается девонскими отложениями. Первичный состав рассматриваемой формации близок составу геосинклинальных нижнепалеозойских (St_1 — St_2) формаций «фундамента» Талицко-Монголо-Алтайского геантклинального поднятия.

Комплекс орогенных геантклинальных формаций (D_2 — C_{1v}) (второй структурный ярус) резко несогласно залегает на геосинклинальных образованиях «фундамента» поднятия и дислоцирован в ином плане. Здесь развиты относительно простые, ориентированные в северо-западном направлении линейные, а также брахиформные складки большой протяженности (до 60—80 км) и большой ширины (до 40—30 км) при высоте 2,5—3 км. Подобная форма складок свидетельствует об относительно пологих углах падения их крыльев (15—20°), осложненных, как правило, более мелкой, часто изоклинальной складчатостью, что маскирует пологое строение материнской структуры. В различных частях поднятия комплекс дислоцирован с различной интенсивностью. В зоне Иртышской шовной горстантклинали обычно отмечаются довольно узкие линейные складки с углами падения крыльев 60—70°. Породы здесь сильно рассланцованы и кливажированы. При удалении от шовной структуры складчатые дислокации становятся более простыми.

Ряд орогенных геантклинальных формаций начинается с карбонатно-терригенной формации (D_{2e} — D_{2gv}), в состав которой входят полимиктовые, изредка косослоистые песчаники, темно-серые алевролиты, пестроцветные алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, известково-кремнистые сланцы, черные известково-глинистые сланцы, редко известняки и кислые эффузивы, а также конгломераты. Формация связана, по-видимому, постепенным переходом с более молодыми отложениями (D_3 — C_{1t}). Вкrest простирается в составе формации увеличивается значение грубообломочных отложений по мере приближения к Иртышской шовной антиклинали. По простираению с северо-запада на юго-восток формация постепенно также становится более грубообломочной. Мощность 2500 м.

Песчаниково-алевролитовая (флишoidная с углестыми сланцами) формация (D_3 — C_{1t_1}) широко распространена в пределах Прииртышского поднятия, сохраняя примерно выдержанный состав. Она прослеживается вдоль его юго-западного склона, налегая на отложения более древней формации и перекрываясь более грубообломочным комплексом осадков (C_{1t_1} — $v?$). В состав формации входят олигомиктовые кварц-полевошпатовые, в основном мелкозернистые темноокрашенные песчаники, темно-серые и черные алевролиты (80—75%), а также углисто-глинистые сланцы. На контактах слоев часто наблюдаются скульптурные знаки — параллельная, реже косая, слоистость, следы разрывов, изредка горизонты с обломками глинистых сланцев — осадочные брекчии. Мощность 1350—2700 м.

В районе Центральной Калбы (район сел Ленинка, Никитинка, Тинты) среди пород формации большим развитием пользуются разнотернистые песчаники, а также грубозернистые песчаники с галькой кварца-амфиболовых роговиков (данные Э. К. Шугрина). Вкrest простираются верхние горизонты формации приобретают более тонкообломочный состав при удалении от ядра Прииртышского поднятия в сторону Зайсанской геосинклинали.

Ранее полагали, что отложения рассматриваемой формации накапливались исключительно в морских условиях (Нехорошев, 1958). Однако детальное исследование последних лет (Бубличенко, Кожемяко, 1963) позволили, по нашему мнению, убедительно доказать не морское, а прибрежно-континентальное происхождение данных образований.

Терригенная формация ($C_1t_1 - v^2$) прослеживается узкой полосой к западу от поля развития описанной ранее формации ($D_3 - C_1t_1$), перекрывая ее. В состав формации мы включаем базальные горизонты байсумской свиты в районах Центральной и Южной Калбы, байсумскую и часть даланкаринской свит в бассейне рек Такыр, Кальджир; часть караиртышской свиты в верховье р. Кара-Иртыш. Представлена формация темно-серыми полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, черными глинисто-углистыми сланцами, гравелитами, темноцветными конгломератами, редко известняками и кремнистыми сланцами. Наибольшая мощность (до 2000 м) и наименьшее количество грубообломочных отложений отмечается в районе бассейна р. Такыр. В районе Центральной Калбы мощность формации сокращается до 200 м, в составе ее встречается здесь большое количество валунных конгломератов. В южной части поднятия (в районе р. Бала-Иртыш) в составе формации встречаются как конгломераты, так и известняки с кремнистыми сланцами. Возраст условный.

Наземновулканогенная (порфировая) формация (C_1v_{1-2}) выполняет наложенные впадины в пределах Иртышской шовной антиклинали.

В бассейне р. Котой данный комплекс несогласно залегает на отложениях карбонатно-терригенной формации (кыставкурчумская свита, D_2gv_1) и представлен пестроокрашенными и серыми среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, зелеными, серыми алевролитами, черными и темно-серыми глинисто-углистыми сланцами, туфитами, конгломератами, кварцевыми порфирами и их туфами, реже туфами андезитовых порфиритов. Мощность отложений 600—900 м. Они прослеживаются в пределах Синьцзяня (район р. Ак-бай), мощность 1500 м. Возраст условный.

Эпигеосинклинальные орогенные формации ($C_1v_2 - P$), слагающие верхний структурный ярус, широким шлейфом облекают Прииртышское поднятие с запада, а также выполняют ряд впадин в его пределах. Они дислоцированы в относительно простые симметричные, брахиформные, коробчатые складки с расстоянием между осевыми поверхностями 200—300 м. Изредка вдоль разломов встречаются запрокинутые и наклонные складки.

Эпигеосинклинальный ряд формаций начинается молассовой туфогенно-обломочной формацией $C_1v_{2-3} - C_2$, широко развитой вдоль западного крыла поднятия. К данному комплексу мы относим выделенные ранее другими исследователями (Сократов, 1937; Нехорошев, 1958; Хорева, 1962 и др.) отложения кокпектинской свиты, почти целиком байсумскую и даланкаринскую свиты, а также караиртышскую свиту Синьцзянского Алтая. Формация представлена светло-серыми, серыми, бурыми, крупнозернистыми туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками, содержащими, как правило, в разных количествах «катыши» и обломки черных сланцев, кремнистыми породами и алевролитами; встречаются конгломераты, туфогравелиты; глинисто-известковистые сланцы, алевролиты, осадочные брекчии, редко туфы и прослои известняков. Мощность отложений более 1000 м. В пределах поднятия формация слабо меняет свой фациальный состав. Вдоль западного его крыла (район пос. Известка) в составе формации проявляются прослои известняков с фауной средне-верхневизейского возраста, а в районе сел. Мариновка этот комплекс по простиранию замещается верхними горизонтами карбонатно-терригенной формации ($C_1v_2 - n$) Зайсанской геосинклинали¹. В восточной части поля распространения

¹ Мы не разделяем мнения ряда геологов, полагающих, что известняки пос. Известка принадлежат к «подстилающему комплексу» — аркалыкской свите и выжаты здесь вверх по разлому.

Индекс	Чингис-Тарбагатайская зона геосинклинальных поднятий		Зайсанский геосинклинальный прогиб			Прииртвишское геосинклинальное поднятие	Рудно-Ижмуринская зона геосинклинальных прогибов		Талицко-Монголо-Алтайское геосинклинальное поднятие		Ануйско-Цаганурская зона геосинклинальных прогибов	Индекс		
	Айису-Тарбагатайская зона	Архалыкские геосинклинальные поднятия	Северная зона (Булантайский)	Шовный прогиб (Булантайский)	Ижмуринская зона		Оседой прогиб (Чарский)	Ижмуринская зона	Рудно-Алтайская зона	Наложенные синклинальные прогибы			Наложенные впадины	
P			Маласса вулканогенная (кремнистая субщелочная) C ₃ -P			Маласса вулканогенная (порфирировая) C ₂ -P?		Маласса вулканогенная (андезитовая) C ₃ -P, 1500м			Маласса вулканогенная (порфирировая) C ₂ -3	P		
C ₃												C ₃		
C ₂												C ₂		
C _{1п}	Маласса вулканогенная (андезитовая) C _{1п} -C ₂ (?), >2000м	Маласса туфо вулканогенная C _{1п} -C ₂ 2500м				Карбонатно-кремнистая вулканогенная (диабазовая) C _{1п} -C ₂ >4000м						C _{1п}		
C _{1у3}												C _{1у3}		
C _{1у2}												C _{1у2}		
C _{1у1}												C _{1у1}		
C _{1т2}		Карбонатно-терригенно-туфогенная C _{1т} -C ₂ >3500м	Кремнисто-терригенно-туфогенная C _{1т} -C ₂ 2500м	Терригенно-кремнистая (андезитовая) C _{1т} -C ₂ >4000м	Вулканогенная кремнистая (андезитовая) C _{1т} -C ₂ >5000м	Терригенная C _{1т} -C ₂ >1000м	Наземно-вулканогенная (порфирировая) C _{1т} -C ₂ (?) 1500м	Карбонатно-вулканогенная (диабазовая) C _{1т} -C ₂ >6000м	Вулканогенная (андезитовая) C _{1т} -C ₂ >3000м	Малассовидная серцецветная D ₃ -C ₁ , 1200м	Карбонатная C _{1т} -C ₂	C _{1т2}		
C _{1т1}	Малассовидная D ₂ -C ₁ у, >1500м											C _{1т1}		
D _{3fm}						Сланцево-песчаниково-алевритовая (фишшовная) с углелистыми сланцами D ₃ -C ₁ у, 1500м		Терригенная черносланцевая D ₂ ду-C ₁ т >6000м	Терригенно-вулканогенная (андезитовая) D ₂ ду-C ₁ т >4000м		Карбонатно-терригенная D ₂ ду-C ₁ т >3000м	Терригенно-карбонатная (кварц-кератофирировая) D ₁ -D ₂ е, >4000м	D _{3fm}	
D _{3fr}		Терригенно-туфогенная D ₃ fr, 900м	Терригенно-кремнистая (андезитовая) D ₃ fr, 200м	Кремнисто-вулканогенная (диабазовая) D ₃ fr, 200м	Карбонатно-вулканогенная (диабазовая) D ₃ fr >5000м							D _{3fr}		
D ₂ ду	Наземно-вулканогенная (порфирировая) D ₁ -2, 2500м	Наземно-вулканогенная (порфирировая) D ₁ -2, 1500м	Вулканогенная (порфирировая) D ₁ -2, 500м	Терригенно-вулканогенная (диабазовая) D ₁ -2, 300м	Терригенно-вулканогенная (диабазовая) D ₁ -2 >5000м					Карбонатно-терригенная D ₂ ду, 2500м	Пестроцветная вулканогенная (порфирировая) D ₂ е, 1200м	Наземно-вулканогенная (порфирировая) D ₂ е, 3000м	Вулканогенная (порфирировая) D ₂ е	D ₂ ду
D ₂ е													D ₂ е	
D ₁													D ₁	
S ₂	Наземно-вулканогенная (андезитовая) S ₁ -2, 1500м	Пестроцветная наземно-вулканогенная (порфирировая) S ₁ -2 >3500м	Кремнисто-вулканогенная (андезитовая) S ₁ -2 >3500м	Терригенно-вулканогенная (диабазовая) S ₁ -2, 600м	Терригенно-карбонатная S ₁ -2, 600м					Карбонатная O ₃ -D ₁ -2, 100-2400м	Пестроцветная S-D ₁ , 1500м	Красноцветная O ₃ -S, 1000м	Карбонатная S ₂	S ₂
S ₁													S ₁	
O ₃													O ₃	
O ₂	Терригенная (фишшовная) O ₂ , 1500м	Наземно-вулканогенная (порфирировая) O ₂ , 300м											O ₂	
O ₁	Спилит-кератофирировая O ₁ а, 4000м	Пестроцветная наземно-вулканогенная (фишшовная) O ₁ а, 1000м											O ₁	
Ст ₃	Вулканогенная (андезитовая) Ст ₃ -O ₁ т, 4000м	Пестроцветная наземно-вулканогенная (порфирировая) Ст ₃ -O ₁ т, 1000м											Ст ₃	
Ст ₂	Гранитоидно-сланцевая (фишшовная) Ст ₂ , 2700м	Пестроцветная терригенная (фишшовная) Ст ₂ , 2000м											Ст ₂	
Ст ₁	Спилит-кератофирировая Ст ₁ -Ст ₂ , 6000м												Ст ₁	
рСт	Вулканогенно-терригенная (диабазовая) Ст ₁ , 2000м												рСт	
	Зелено-фиолетовая граувакково-сланцевая (фишшовная) Ст ₃ -O ₁ , 5000м													
	Терригенно-вулканогенная (амфиболитовой фации метаморфизма) P ₂ ?													
	Кремнисто-сланцевая вулканогенная (вариалитовая) Ст ₂ , 3000м													
	Зеленокаменная порфирировая (диабазовая) Ст-Ст ₁ , 1500м													
	Зеленосланцевая													



Фиг. 12. Вулканогенно-осадочные формации Алтае-Зайсанской палеозойской складчатости:

1 — перерыв в осадконакоплении; 2 — несогласия; 3 — внутриформационные несогласия; 4 — нижняя граница ряда орогенных эпигеосинклинальных формаций; 5 — нижняя граница ряда орогенных геосинклинальных формаций

формации среди ее пород обнаружена фауна верхневизейско-среднекаменноугольных солоноватоводных пелеципод. Таким образом, можно предполагать смещение возрастной границы формации вверх по разрезу по мере удаления от геоантиклинального поднятия в сторону смежного прогиба.

Наземновулканоогенная (порфировая) формация (вулканогенная моласса) (C_2-P) представлена кварцевыми порфирами, туфами кислого состава, туфопесчаниками и пользуется ограниченным распространением, выполняя отдельные изолированные впадины в пределах Прииртышского поднятия. Одна из таких впадин находится в бассейне р. Тесик-Ия. В пределах ее развиты дайки кварцевых порфиров, представляющие собой корни разрушенных вулканических аппаратов. Другая впадина расположена на крайнем южном окончании поднятия по левому берегу р. Кара-Иртыш. Здесь преобладают туфы кислого состава и туфопесчаники. Возраст формации проблематичный.

В истории развития каждой из описанных выше структур можно наметить геосинклинальный, орогенный геоантиклинальный, орогенный эпигеосинклинальный и платформенный этапы. В то же время развитие данных структур подчиняется общему плану развития Алтае-Зайсанской геосинклинальной области в целом. В истории последней выделяются четыре основных периода: 1 — геосинклинальный, сопровождающийся общим преобладающим погружением ($Sn-Cm$); 2 — геосинклинальный, сопровождающийся ростом крупных геоантиклинальных поднятий ($O-C_1v_2$); 3 — орогенный эпигеосинклинальный, характеризующийся общим воздыманием региона (C_1v_3-P); 4 — платформенный ($Mz-Kz$). Можно выделить и более мелкие стадии (фиг. 12).

1. Геосинклинальный период общего преобладающего погружения ($Sn-Cm$). Об истории развития рассматриваемого региона в допалеозое судить трудно, в связи с незначительным распространением осадков соответствующего возраста. Можно лишь констатировать, что в пределах Аркалыкского и Талицко-Монголо-Алтайского поднятий в это время (конец протерозоя) накапливались вулканогенно-терригенные геосинклинальные комплексы. В пределах других тектонических зон в это время, по-видимому, также формировались геосинклинальные отложения, перекрытые впоследствии толщей более молодых осадков. Существует, однако, иная точка зрения (Барукаев, 1962; Барсук, 1964; Яговкин, Хорева, 1962), согласно которой начало геосинклинального развития в Зайсанской, Джунгаро-Балхашской и Прииртышской тектонических зонах определяется по выходам в них наиболее древних отложений (силурийских, ордовикских, девонских). При этом полагается, что до этого времени данные структуры представляли собой размывающиеся докембрийские глыбы (срединные массивы). Допалеозойскую стадию развития трудно отделить от нижнепалеозойской. Она является составной частью первого геосинклинального этапа преобладающего погружения. В нижнепалеозойское время (кембрий) в пределах региона накапливался ряд закономерно сменяющихся друг друга в вертикальном направлении геосинклинальных формаций (от вулканогенных до пестроцветных терригенных), характеризующих условия преобладающего постоянного прогибания бассейна седиментации. Некоторая дифференциация отдельных блоков намечается уже в это время. Так, сравнение формационных рядов Аркалыкской и Ащису-Тарбагатайской тектонических зон показывает, что первая начала обособливаться в самостоятельный структурный элемент уже в конце нижнего кембрия. Формационное отличие Талицко-Монголо-Алтайской и сопредельных с ней зон проявлено нечетко. Здесь можно лишь констатировать разный тип пликативных дислокаций, развитых в их пределах нижнепалеозойских толщ (брахиформная складчатость Талицко-

Монголо-Алтайской зоны, линейная складчатость в Ануйско-Цаганурской зоне), что также, видимо, свидетельствует об их тектоническом обособлении. Брахиформная складчатость в нижнепалеозойских комплексах Талицко-Монголо-Алтайской и отчасти Прииртышской зоны отлична и от более напряженной линейной дислокации соответствующих отложений в Аркалыкской зоне, что, по-видимому, объясняется более динамичным тектоническим режимом последней. С тектоническими движениями, фиксирующимися несогласиями на границах отмеченных выше формаций связаны внедрения различных интрузивных комплексов, развитых главным образом к западу от рассматриваемого региона, в Чингиз-Тарбагатайской зоне. В пределах описываемой площади интрузивные образования начального периода представлены небольшими телами среднекембрийских гипербазитов, прослеживающихся в виде пояса вдоль северо-восточной границы Талицко-Монголо-Алтайской зоны. Ряд геосинклинальных формаций первого периода в пределах зон, впоследствии обособившихся в поднятия, заканчивается пестроцветными флишоидными терригенными образованиями; далее его сменяет ряд орогенных геосинклинальных формаций. В пределах зон прогибов формации этого же возраста более сероцветные и тонкообломочные. В дальнейшем они продолжают наращиваться комплексом вулкано-терригенных геосинклинальных осадков.

2. Геосинклинальный период, сопровождающийся ростом геосинклинальных поднятий ($O-C_1V_2$). В течение второго периода в пределах Алтае-Зайсанской области формируются крупные поднятия, на которых накапливаются орогенные геосинклинальные формации. В разделяющих поднятия геосинклинальных прогибах сохраняется режим геосинклинального осадконакопления, унаследованный от предыдущего периода. В отдельных частях геосинклиналей развиваются небольшие антиклинальные поднятия, а также формируются шовные прогибы и осевые трюги.

Наиболее ранним является Аркалыкское геосинклинальное поднятие, в пределах которого комплекс геосинклинальных формаций начал накапливаться с верхнего кембрия — нижнего ордовика. Талицко-Монголо-Алтайское поднятие сформировалось со среднеордовикского времени, а Прииртышское — со среднедевонского.

Для перечисленных структур характерны общие черты строения и развития. Они характеризуются отрицательными значениями гравитационных аномалий, в течение всей своей жизни отделялись от сопредельных прогибов зонами шовных разломов. Комплекс орогенных геосинклинальных формаций в пределах всех поднятий отделен крупным перерывом и региональным несогласием от подстилающего его комплекса геосинклинальных осадков. Последние отличаются иным планом и типом пликтивных дислокаций, более интенсивным метаморфизмом. Для всех поднятий, как, впрочем, и разделяющих их геосинклинальных прогибов, характерно общее погружение в юго-восточном направлении. Отмечается и общая для всех геосинклиналей асимметрия строения — восточные крылья поднятий более крутые и более тектонически активные, западные более пологие. В период геосинклинального развития своды поднятий дробились на блоки с образованием наложенных синклинальных прогибов, впадин и «реактивизированных» впадин. Данные структуры выделяются по формационному и структурному признаку: 1 — формации синклинальных прогибов представлены длительно накапливающимся комплексом осадков, характеризующих условия постоянного длительного прогибания обычно периферической части геосинклинали с момента ее образования и до заключительной стадии развития; 2 — формации впадин представлены в основном грубообломочными отложениями, накапливающимися обычно в центральных частях геосин-

тиклиналей, в межгорных котловинах; 3 — формации «реактивизированных впадин», представленные мощным комплексом осадков, накапливающихся за сравнительно короткое время в условиях повышенной тектонической активности; эти формации перекрывают другие геантиклинальные комплексы. Наложённые структуры поднятий, как правило, совпадают с синклинальными зонами их «фундамента» и ориентированы с ними в одном плане. Отмечается закономерная связь этих структур с зонами шовных разломов, а также пространственная приуроченность изометричных впадин к более стабильным и линейно-вытянутым к более динамичным участкам поднятий.

В развитии геантиклинальных формаций, выполняющих наложенные структуры поднятий, устанавливается общее их поглубение вверх по разрезу. При этом орогенные геантиклинальные формации постепенно могут переходить в орогенные эпигеосинклинальные. Большое влияние на состав формаций в наложенных структурах поднятий оказывает не только местный тектонический режим, но и обстановка в смежных геосинклинальных прогибах, в связи с чем отдельные формации в этих структурах обладают сходными с геосинклинальными чертами строения. В большинстве случаев можно установить постепенную смену (по простирацию) геантиклинальных формаций синхронными им геосинклинальными. Помимо общих черт строения, отмеченных выше поднятий, отчетливо проявляются и отличительные их особенности. Аркалыкское поднятие (сформированное с верхнекембрийского времени) сложено вулканогенно-терригенным комплексом с ведущим значением вулканогенных образований среднего состава («терригенно-вулканогенная» геантиклиналь).

Ащису-Тарбагатайская зона, представляющая собой с верхнесилурийского времени геантиклиналь (видимо, «обращенную») по отношению к Зайсанской и Джунгаро-Балхашским прогибам, сложена преимущественно вулканогенными образованиями основного и среднего состава («вулканогенная геантиклиналь»). Прииртышское (среднедевонское) и Талицко-Монголо-Алтайское (среднеордовикское) поднятия представляют собой «необращенные» геантиклинали и сложены преимущественно терригенными осадками. Известные в их пределах вулканогенные образования имеют подчиненное значение и представлены породами кислого и среднего составов (исключая породы «фундамента»).

Различия в составе слагающих поднятия формаций свидетельствуют о специфических особенностях тектонического режима в их пределах — Аркалыкское поднятие было более динамичным, чем Прииртышское и Талицко-Монголо-Алтайское. Названные выше поднятия зоны геосинклинальных прогибов также обладают некоторыми общими особенностями строения — их северные, более поднятые зоны характеризуются более терригенным и грубообломочным комплексом осадков, здесь же развиваются и основные антиклинальные поднятия (Белокурихинское, Алейское и др.), в южных, более погруженных зонах преобладают вулканогенно-карбонатные отложения. В начальную стадию (додевонскую) рассматриваемого периода интенсивное дробление испытывало Аркалыкское поднятие. Вдоль крупных разломов здесь происходили излияния лав андезитового состава, формировались грубообломочные толщи ($Ст_2^2—O_1—S$). Талицко-Монголо-Алтайское поднятие было более стабильным; формирующиеся здесь карбонатно-терригенные пестроцветные комплексы ($O_2—S$) отражают в общем слабо проявленные блоковые движения его «фундамента». Повышенная активность отмечается лишь вдоль шовных разломов, где происходили излияния лав и формировались шовные интрузии (средний — верхний ордовик). В сопредельных с поднятиями геосинклинальных зонах в это время накапливались преимущественно подводно-вулканогенные (основного и

среднего состава) комплексы в Ащису-Тарбагатайской ($С_{т3}-S_1$) и Зайсанской (S_{1-2}) зонах, а также терригенно-карбонатные отложения в Рудно-Южно-Алтайской ($O_{2-3}-S$) и Ануйско-Цаганурской (O_2-S) зонах. Как видно, уже с ордовикско-силурийского времени намечается четкая тектоническая зональность в пределах Алтае-Зайсанской геосинклинальной области. В ее восточной части тектонические движения были малоактивными и не сопровождалось интенсивным вулканизмом. В западной — тектонический режим был весьма динамичным, что предопределило накопление мощных вулканогенных комплексов. Возможно, тектоническим рубежом, разграничивающим эти области, являлась структура Прииртышской зоны, особенности строения которой нам для этого времени не известны. В конце силура Ащису-Тарбагатайская зона встала на путь геоантиклинального развития, хотя в дальнейшем, в девоне продолжала отличаться от Аркалыкского поднятия более дифференцированными движениями. В девоне отмеченная выше тектоническая зональность проявилась еще более резко. Западные районы Алтае-Зайсанского региона продолжали оставаться тектонически более активными, чем восточные. Особенно четко это видно на составе формаций в геосинклинальных прогибах. Так, нижнедевонские отложения Зайсанской зоны представлены карбонатно-вулканогенными (диабазовыми) комплексами в Рудно-Южно-Алтайской и Ануйско-Цаганурской — карбонатно-терригенными и вулканогенными (кварц-кератофировыми и андезитовыми) образованиями. Начиная с живетского времени и до эпохи замыкания геосинклинальной области в целом в Рудно-Южно-Алтайской зоне тектонический режим изменился и стал сходен с таковым в Зайсанской геосинклинали. В этих структурах в этот период накапливались похожие комплексы вулканогенных образований диабазового и андезитодиабазового составов. В пределах поднятий в это время (девон) формируются примерно сходные комплексы, например наземновулканогенная (порфировая) формация (D_{1-2}). Следует отметить, что на Аркалыкском поднятии данная формация начала накапливаться раньше (с нижнедевонского D_1 времени), чем на Талицко-Монголо-Алтайской. Тектоническая активность на поднятиях снижается к концу девонского времени и смещается в направлении Зайсанской геосинклинали, что фиксируется по выходам интрузий гранитоидов и вулканогенных образований соответствующего возраста. Со среднедевонской эпохи начинает развиваться Прииртышское геоантиклинальное поднятие, история которого до этого времени остается невыясненной. В пределах этой структуры накапливаются терригенно-карбонатные, изредка грубообломочные и пестроцветные образования ($D_{2e}-D_{2qv1}$), песчано-алевролитовые (с углестыми сланцами), прибрежно-морские и континентальные отложения (D_3-C_1t). Судя по составу формаций, Прииртышская зона в данное время представляла собой область относительного поднятия со спокойным тектоническим режимом. Лишь вдоль восточного крыла этой структуры, в условиях напряженной тектонической обстановки формируется Иртышская шовная антиклиналь, вдоль которой неоднократно (в конце D_2 и D_3) в условиях повышенного метаморфизма происходили внедрения интрузий среднего и кислого состава. В нижнекаменноугольную эпоху в пределах Алтае-Зайсанской геосинклинальной области повсеместно отмечается возрастание тектонической активности, проявившейся, однако, весьма неравномерно. В геосинклинальных прогибах западной части рассматриваемого региона (Зайсанский, Рудно-Южно-Алтайский) в это время накапливаются мощные комплексы терригенно-карбонатно-вулканогенных (основного и среднего состава) образований, формируются пояса даек ультрабазитов (Чарский пояс C_1v_2) и даек основного состава (габбро-диабазовый пояс C_1t Рудного Алтая; Хорева, 1963), а также интрузии плагиогранитов и гранитоидов (Саур-

ский комплекс C_{1V_2}). В прогибах восточной части области (Ануйско-Цаганурском) в это время после кратковременного перерыва отмечается некоторое прогибание, сопровождающееся ингрессией моря и накоплением карбонатных отложений, а также формирование интрузий (среднегерцинских C_{1t} ?) гранитоидов. Особо следует остановиться на тектонической активизации геантиклинальных поднятий. Данный процесс захватил краевые их части, смежные с наиболее мобильной в это время областью Зайсанской геосинклинали. Здесь происходит интенсивное дробление структур с образованием либо крупных «реактивизированных» впадин, либо поднятий. Как правило, такие «реактивизированные» зоны являются ареной интенсивного магмообразования, в том числе последующего за ним рудоносного. Примером таких зон являются Сарсазанская впадина Аркалыкского геантиклинального поднятия, район Караиртышской антиклинальной зоны Талицко-Монголо-Алтайского поднятия, район Центральной Калбы Прииртышского поднятия. В первом случае (Сарсазанская впадина) отмечается сильное прогибание Аркалыкского поднятия, сопровождающееся накоплением мощных, сходных с геосинклиналиными осадочно-туфогенных комплексов. В двух других случаях «реактивизация» проявляется в образовании поднятий и накоплении по их периферии грубообломочных осадков. Магматические комплексы в пределах этих зон, синхронные процессу реактивизации, обычно представлены в той или иной мере огнейсованными породами кислого и среднего составов, практически безрудными. Однако интрузивные образования последующего этапа внедрения в этих зонах являются интенсивно рудоносными.

Объем статьи не позволяет нам подробнее остановиться на развитии весьма интересной структуры — Зайсанской геосинклинали, игравшей, видимо, первостепенную роль в заключительную стадию рассматриваемого геосинклиналичного этапа. Вкратце охарактеризуем основные черты ее строения и развития. В пределах Зайсанской геосинклинали можно выделить северную зону, располагающуюся примерно севернее профиля Жарма-Георгиевка и Южную, протягивающуюся, возможно, за пределы СССР до сочленения с Байтакским синклинорием (Синьцзянь). Северная зона является по существу центриклинальным замыканием геосинклинали. Здесь накапливаются терригенно-туфогенные образования сокращенной мощности. В южной зоне преимущественным распространением пользуются подводновулканогенные (диабазово-андезитовые) комплексы. В осевой части геосинклинали выделяется Чарский осевой трог, представляющий на современном срезе горст. В пределах этого трога устанавливается непрерывный разрез от верхнего силура до нижнего карбона, представленный терригенно-карбонатными (S_2 и D_3fm-C_{1t} ?)¹ и карбонатно-вулканогенными (диабазовыми) образованиями, суммарной мощностью более 6000 м. Далее с «перерывом» данный комплекс перекрывается карбонатно-кремнисто-вулканогенной (диабазовой) формацией (C_{1V_2+3+n}) мощностью более 3500 м. Последняя прервана интрузиями гипербазитов (Чарский пояс). До настоящего времени Чарскую тектоническую зону считали остаточным поднятием, т. е. геантиклиналью, основываясь главным образом, во-первых, на явлениях несогласного залегания верхневизейских вулканогенных отложений на девонских известняках и, во-вторых, на отсутствии фауны турне-нижневизейского возраста. Согласно нашим представлениям, Чарская зона является наиболее динамичным и длительно прогибающимся участком Зайсанской геосинклинали. Возникавшие здесь в последевонское время размывы связаны, по всей видимости, с интен-

¹ По новым данным Ю. Я. Чугунова, в известняках, содержащих фауну D_3 , встречаются нижнетурнейские формы *Philibbole*, *Phacops* (определение З. А. Максимовой).

сивной вулканической деятельностью, компенсирующей прогибание и способствовавшей появлению вулканических островов. Длительного перерыва в осадконакоплении ($C_{1t} - v_1$) в пределах этой структуры, по нашему мнению, не было. Отсутствие фауны соответствующего возраста еще не свидетельствует в пользу этого. В связи с интенсивным вулканизмом турне-нижневизейского времени она, видимо, была в крайне угнетенном состоянии и плохо сохранилась в пределах осевого трога. Наконец, не исключено, что часть вулканогенных образований, относимых в настоящее время разными исследователями то к девону, то исключительно к верхнему визе, окажется принадлежащей к турне-нижневизейскому возрасту. Подтверждением нашей точки зрения является и то, что 1) никаких отложений, свидетельствующих о геоантиклинальных условиях развития Чарской зоны, в ее пределах не встречается и 2) карбонатно-вулканогенные комплексы Чарской зоны по направлению к смежным поднятиям сменяются синхронными им более терригенными и грубообломочными (см. табл. 12).

Вдоль западного борта Зайсанской геосинклинали, около Калба-Чингизского разлома с нижнекаменноугольного времени развивается Булаббайский шовный прогиб. Его формационный ряд отличается от синхронных толщ остальных районов геосинклинали преобладанием кремнистых осадков, наличием межпластовых сил основного и среднего составов, большой мощностью отложений. Аналогичный прогиб устанавливается и в Ануйско-Цаганурской зоне (северная часть Приаргутского прогиба). В конце нижнекаменноугольного (к верхнему визе) времени Зайсанская геосинклиналь «замыкается», и в ее пределах начинает формироваться орогенный эпигеосинклинальный комплекс. Дольше всего (до намюра включительно) геосинклинальные морские условия сохраняются в Чарском осевом трогe.

3. Орогенный эпигеосинклинальный период ($C_{1v_3} - P$). Данный период знаменуется сменой характера тектонических движений в пределах Алтае-Зайсанской области, которая испытывает общее воздымание. В ее пределах в это время накапливаются орогенные эпигеосинклинальные комплексы. Следует отметить, что последние связаны постепенными переходами с более древними геоантиклинальными отложениями поднятий и трудно отличимы от них. Таким образом, переход от геосинклинальных к эпигеосинклинальным условиям развития был подготовлен заранее и не отвечает резкому скачку в развитии. Об этом, в частности, свидетельствует факт сохранения геосинклинальных условий в Чарском трогe в намюрское время, когда на большей части рассматриваемого региона уже господствовал орогенный режим.

Верхнепалеозойские отложения в своем распространении обнаруживают унаследованную связь с ранее существующими структурными зонами предшествующего периода. Так, наиболее глубоководные впадины, часто с морскими, угленосными и вулканогенными комплексами основного и среднего составов приурочены к длительно прогибающимся структурам геосинклиналей и шовным прогибам, осевым трогам; в пределах поднятий, наоборот, впадины имеют крайне ограниченное распространение, выполнены существенно континентальными отложениями без угленосных осадков и вулканогенными породами кислого состава. Отмеченное ранее тектоническое отличие западных и восточных районов Алтае-Зайсанской области сохраняется и в рассматриваемом периоде. Наибольшая тектоническая активность отмечается в это время в Зайсанской зоне и смежных с ней структурах. С тектоническими движениями намюрского, среднекаменноугольного, верхнекаменноугольно-пермского возраста связаны внедрения интрузивных комплексов. Последние локализованы преимущественно вдоль зон крупных разломов и в райо-

нах, испытавших ранее интенсивные дифференциальные подвижки и «реактивизацию».

Платформенный (мезо-кайнозойский) период развития характеризуется образованием вначале пенеплена, а затем (в конце третичного времени) горных сооружений современных хребтов. Процессы новейшей тектоники наследуют движения по более древним структурным швам. В общем плане древним геантиклиналям соответствуют более поднятые участки земной коры. Данное обстоятельство следует учитывать при интерпретации зависимости между отрицательными гравитационными аномалиями и древними геантиклиналями.

Геологические закономерности локализации редкометального оруденения

Согласно данным различных исследователей на территории Алтае-Зайсанской складчатой области с востока на запад выделяются следующие редкометальные металлогенические зоны:

1. Талицко-Монголо-Алтайская (Волочкович, Леонтьев, 1964), включающая ранее известный «Восточный молибдено-вольфрамовый пояс» (Нехорошев, 1958). Зона характеризуется акцессорной редкометальной минерализацией пегматитового (Be, Li, Ta, Nb, Cs, Bi) и грейзеново-гидротермалитового (Mo, W, Be, Bi, Sn) типов.

2. Калба-Нарымская (Нехорошев, 1958; Шавло, 1958) зона с ведущим значением редкометальной (W, Sn акцессорный Be, Li, Nb, Ta и др.) минерализации грейзеново-гидротермалитового и пегматитового типов.

3. Дегелан-Ленинжольская (Баянаул-Чингизская) зона (Семенов, 1946; Севрюгин, 1959) с редкометальной (W, Sn, Mo) минерализацией грейзеново-гидротермалитового типа.

В восточной части этой металлогенической зоны можно выделить Догалан-Акжайляусскую рудную зону редких элементов, генетически связанных с щелочными рибекитовыми, альбитизированными и амезонитовыми гранитами. Отдельные пункты минерализации этого типа известны по работам Г. И. Сократова и др. (1937). В районе Акжайляусского массива эта рудная зона названа Биесимасской зоной редких элементов (Лутковская, 1964). Максимальная фаза редкометального рудоотложения во всех зонах приурочена к верхнепалеозойскому орогенному эпигеосинклинальному периоду развития рассматриваемого региона.

Пространственное размещение металлогенических зон и различной минерализации в их пределах подчиняется определенным закономерностям, среди которых различаются: а) закономерности регионально-геологические, определяющие связь металлогенических зон с крупными тектоническими структурами, б) закономерности формационные, определяющие связь рудопроявлений с определенными магматическими комплексами, в) закономерности структурные, рассматривающие связь магматических формаций и рудопроявлений с тектоническими элементами крупной структуры. Наиболее благоприятными участками для локализации того или иного типа оруденения являются районы «скрещения» нескольких рудоконтролирующих частных факторов — формационных и структурных.

а. В пределах Алтае-Зайсанского региона ясно устанавливается пространственная связь редкометальных зон с геантиклинальными поднятиями, заложенными на ранних и средних этапах развития геосинклинальной области (Дегелан-Ленинжольская зона совпадает с Аркалыкским поднятием, Калба-Нарымская — с Прииртышским, Талицко-Монголо-Алтайская — с одноименным поднятием). Для названных выше поднятий в рассматриваемом случае характерны пониженные по

сравнению со смежными структурами значения поля силы тяжести. Подобная закономерная связь редкометалльных зон с областями отрицательных гравитационных аномалий и соответственно с областями повышенной мощности сиалического слоя отмечали С. С. Смирнов (1946), Андреев (1958), Щерба (1960) и др.¹

С различными по строению и возрасту поднятиями связаны различные по типу и перспективности редкометалльные зоны; «терригенные» геантиклинальные поднятия (Талицко-Монголо-Алтайское, Прииртышское) парагенетически связаны с зонами, характеризующимися преобладающим развитием гидротермалитов и пегматитов, ассоциирующих с комплексом высококислых калиевых гранитов. Слабо проявленный в пределах этих поднятий вулканизм, видимо, способствовал накоплению и обогащению магматических расплавов летучими и редкими элементами. Впоследствии в заключительные этапы магматической деятельности это обогащение было реализовано в виде редкометалльных месторождений.

«Вулканогенно-терригенное Аркалыкское геантиклинальное поднятие мало перспективно на отмеченный выше тип минерализации и более благоприятно для локализации редкометалльного оруденения, генетически связанного со щелочными гранитами (Догалан-Акжайляусская рудная зона). Данное явление, видимо, можно связать со специфическим динамичным тектоническим режимом структуры, обусловившим особые условия дифференциации и кристаллизации магматических расплавов. Кроме того, наличие зон повышенной проницаемости способствовало интенсивной миграции щелочных рудоносных растворов.

«Вулканогенное» Ащису-Тарбагатайское геантиклинальное («обращенное») поднятие бесперспективно в отношении редкометалльного оруденения.

На перспективную оценку территории геантиклинали влияет возраст последней. Наиболее минерализованы более молодые геантиклинали (Прииртышская), сформированные сравнительно незадолго до замыкания геосинклинальной области и основного (верхнепалеозойского) этапа рудоотложения. Отдельные редкометалльные рудные зоны связаны с антиклинальными поднятиями в пределах геосинклиналей: Белокурухинская зона в Ануйско-Цаганурской геосинклинали миогеосинклинального типа, Сайканская зона в Зайсанской геосинклинали эвгеосинклинального типа. В первом случае минерализация (акцессорный берилл и др.) связана с грейзенизированными интрузиями высококислых калиевых гранитов (Леонтьев, 1965), во втором случае редкоземельная минерализация связана с пегматитами в гранодиоритах (данные Г. П. Клеймана). Более перспективны, по нашему мнению, антиклинальные поднятия в пределах миогеосинклиналей.

б. Основная масса интрузивных образований внедрилась в пределы геантиклинальных поднятий, в этап их орогенного геантиклинального развития. Главная роль в формировании редкометалльных зон принадлежит формации позднегерцинских лейкократовых высококислых калиевых гранитов и, видимо, их производным — щелочным рибекитовым гранитам ($C_3 - P$), сформированным в орогенный эпигеосинклинальный период развития региона.

в. Комплекс позднегерцинских гранитоидов пространственно локализуется в определенных структурах геосинклиналей. Тип и объем

¹ Закономерная связь полей отрицательных гравитационных аномалий с геантиклиналями вытекает из явления изостазии. Однако на современном срезе геантиклинали характеризуются пониженным полем силы тяжести, видимо, лишь при унаследовании процессами новейшей тектоники плана древних движений. В противном случае могут быть отклонения, что явствует из работ Стейнхарта (Steinhart, 1963), Артемьева (1964) и др., отметивших отсутствие «корней гор» в ряде районов Азии и Америки.

редкометальной минерализации, генетически связанной с этим комплексом, предопределяется структурным положением последнего.

На территории Талицко-Монголо-Алтайского поднятия основная масса позднегерцинских гранитоидов с сопутствующей редкометальной минерализацией сосредоточена в районах, подвергшихся реактивизации в период, предшествовавший их внедрению, т. е. в районах интенсивного регионального развития процессов нижнесреднекаменноугольного термального и дислокационного метаморфизма и магмаобразования (Верхнеиртышская антиклинальная зона, отдельные участки оперения Локтевско-Караиртышской зоны шовных разломов). Данные гранитоиды пространственно связаны с крупными разломами и избирательно локализируются в антиклинальных зонах «фундамента» поднятия по периферии массивов нижнесреднекаменноугольных огнейсованных гранитоидов во внутренних антиклиналях наложенных впадин, в районах предшествующего девонского вулканизма и магмаобразования (Леонтьев, 1961, 1962; Волочкович, Леонтьев, 1964). С этими гранитоидами, расположенными в более мобильных участках геоантиклинали (зоны шовных разломов и интенсивной «реактивизации»), ассоциируют многочисленные пегматитовые поля; с гранитоидами, тяготеющими к стабильным районам в центре геоантиклинали (Укокская антиклинальная зона), связаны рудопроявления грейзеново-гидротермалитового типа. Последние часто наследуют центральные и трещинные каналы девонских вулканических излияний и интрузивных проявлений (Леонтьев, Волочкович, 1962). На территории Прииртышского поднятия (Калба-Нарымская металлогеническая зона) редкометаллоносный позднегерцинский комплекс гранитоидов приурочен главным образом к осевой зоне поднятия и особенно к ее наиболее мобильной части (Центральная Калба), «реактивизированной» в нижнекаменноугольное время (Волочкович, 1965). Здесь же развито и наибольшее количество пегматитовых полей. Иртышская шовная антиклиналь — еще более тектонически активная структура Прииртышского поднятия — неблагоприятна для размещения в позднегерцинских гранитоидах и сопровождающей их минерализации.

Для редкометального оруденения здесь отмечается закономерная его концентрация в узлах пересечений крупных широтных и северо-западных разрывов длительного развития. Отмечается также закономерная смена рудопроявлений пегматитового типа более низкотемпературным кварцево-жильным, во-первых, в направлении от Иртышской шовной антиклинали к более стабильным участкам Центральной зоны, а во-вторых, от наиболее поднятого Центрально-Калбинского блока к окружающим его опущенным. В пределах Аркалыкского поднятия редкометальные позднегерцинские гранитоиды с редкометальной минерализацией кварцево-жильного типа локализуются главным образом в северной, более поднятой и менее мобильной части поднятия. Пространственно они тяготеют к наложенным впадинам, выполненным девонской порфировой формацией. В южной погруженной части Аркалыкского поднятия, характеризующейся более динамичным режимом на протяжении всей истории его развития, позднегерцинский комплекс гранитоидов хотя и развит, но почти не сопровождается минерализацией отмеченного выше типа. Щелочные рибекитовые граниты, являющиеся, видимо, производными позднегерцинских калиевых гранитов, локализуются вдоль Калба-Чингизского разлома. Наиболее минерализованные массивы этих гранитов приурочены к «реактивизированной» в нижнем карбоне Сарсазанской впадине. Следует подчеркнуть, что благоприятна на этот тип минерализации лишь та часть Сарсазанской впадины, которая осложняет южное окончание Аркалыкского поднятия. Участок впадины, наложенный на Ащису-Тарбагатайскую зону, бесперспективен на редкие элементы.

Изложенный материал показывает закономерную пространственную связь редкометальных металлогенических зон с длительно развивающимися геосинклинальными поднятиями. «Терригенные», слабо подвижные геосинклинали, характеризующиеся преимущественным развитием кластических осадочных формаций и интрузий гранитоидного ряда, а также незначительным вулканизмом, благоприятны для локализации месторождений пегматитового и гидротермально-грейзенового типа. «Терригенно-вулканогенные», более мобильные геосинклинали благоприятны для размещения месторождений редких элементов, генетически связанных со щелочными ребекитовыми гранитами. Обращенные, весьма мобильные «вулканогенные» геосинклинали неперспективны на редкие элементы.

Основной этап рудоотложения приходится на орогенный эпигеосинклинальный (верхнепалеозойский) период развития региона, когда происходит внедрение комплекса высококислых калиевых гранитов и, видимо, их производных — щелочных гранитов. Наиболее благоприятными районами для развития этого комплекса и локализации связанной с ним редкометальной минерализации являются участки геосинклинальных поднятий, претерпевшие интенсивную «реактивизацию» в период, предшествующий позднегерцинскому «рудоносному» магмаобразованию.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии.— Докл. АН СССР, 1958, 121, № 6.
- Артемьев М. Е. Нарушение изостатического равновесия и направленность вертикальных движений земной коры.— Докл. АН СССР, 1965, 160, № 5.
- Барсук Б. И., Яговкин В. И. О принципе составления тектонической карты Центрального и Южного Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Гостеолтехиздат, 1955.
- Борукаев Р. А. и др. Геология Чингизской геосинклинальной зоны. Изд-во АН КазССР, 1962.
- Бубличенко Н. Л., Кожемяко М. Н. Фации и флишсоиды Юго-Западного Алтая.— Труды АГМНИИ, 1963, 16.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. О размещении ареалов палеозойского магматизма в структуре Талицко-Монголо-Алтайского геосинклинального поднятия.— Докл. АН СССР, 1962, 147, вып. 1.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во «Наука», 1964.
- Волочкович К. Л. Тектоническое положение Калба-Нарымского пояса редкометальных пегматитов.— В кн. «Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов». Изд-во «Наука», 1965.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометальных зон и поясов.— Геол. сб. Львов, геол. об-ва, 1956, № 2—3.
- Горжевский Д. И., Муратов М. В. История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Иванкин П. Ф. Положение Рудного Алтая в схеме тектонического районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным.— Труды АГМНИИ, 1960, 8.
- Котульский В. К. Месторождения полиметаллических руд Алтая.— Естеств. произв. силы России, 1918, 4.
- Кропоткин П. Н. К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях.— Сов. геология, 1955, сб. 43.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды ИГиГСО АН СССР, 1962, вып. 13.
- Левин В. Н. Новые данные о возрасте кайдаульской свиты в Зайсан-Иртышской геосинклинальной зоне Восточного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1965, 160, № 5.
- Леонтьев А. Н. Некоторые особенности геологического положения редкометаллоносных гранитов Алтая.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 5.

- Леонтьев А. Н. О симметричной системе пегматитовых и гидротермалитовых зон Прииртышья.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. Изд-во «Наука», 1965.
- Леонтьев А. Н., Волочкович К. Л. Закономерности пространственного размещения пегматитовых полей Монголо-Алтайского антиклинория.— Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 8.
- Лутковская Г. А., Сократов Г. И., Якубович В. С. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации, интрузивные комплексы и металлогенические зоны юго-западной части Зайсанской геосинклинали.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, 104.
- Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-Восточного Казахстана. Тектоника СССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1948.
- Маркова Н. Г., Хорева Б. Я. Типы приразломных структур (зон смятия) и их генезис на примере Центрального Казахстана и Алтая, 1964.
- Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Юго-Западного Алтая.— Изв. ВГРО, 1932, 51, вып. 1.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Севрюгин А. Геологическое строение Присемипалатинского района.— Сов. геология, 1959, № 8.
- Семенов А. И. Зоны редкометального оруденения в Восточном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1946, 50.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Сократов Г. И. Основные черты геологического строения Южной Калбы.— Материалы ЦНИГРИ, общ. серия, 1937, вып. 2.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Хисамутдинов М. Г. Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-формационных зон Зайсанской геосинклинали.— Труды ВСЕГЕИ, 1963, № 94.
- Хорева Б. Я. Иртышская зона смятия и ее соотношение с глубинными разломами.— Сов. геология, 1962, № 9.
- Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта.— Изд-во АН КазССР, 1958.
- Щерба Г. Н. К проблеме редкометальных поясов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Steinhart J. S. Crustal studies on the continent.— Trans. Amer. geophys. Union, № 2, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. Л. Н. Леонтьев	3
Рифейды юга Сибири (А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов, В. В. Булдаков, Л. Н. Леонтьев, И. Б. Недумов)	8
Введение	8
Сангилен	8
Западный Хамар-Дабан	45
Рифейды юга Сибири	77
Геологические условия формирования различных типов пегматитов и закономерности их пространственного размещения в рифеидах юга Сибири	95
Литература	113
Тектоническое положение редкометальных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области (К. Л. Волочкович)	115
Литература	138

А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов, В. В. Булдаков,
Л. Н. Леонтьев, И. Б. Недумов, К. Л. Волочкович

Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов

*Утверждено к печати Институтом минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов*

Редактор Г. А. Топунова. Редактор издательства М. И. Лэизян
Технический редактор Н. Ф. Егорсва

Сдано в набор 15/V 1967 г. Подп. к печ. 25/VIII 1967 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Усл. печ. л. 13,3. Уч.-изд. л. 13,2. Тираж 1000. Т-10665. Тип. зак. 6737. Цена 88 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
78 121	6 св. 16 сн.	3 — салириды: а — Прииргышского	3 — а — салириды; б — Аркалыкского