ТЕКТОНИКА СИБИРИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ACADEMY OF SCIENCES OF USSR
SIBERIAN BRANCH

SCIENTIFIC COUNCIL OF TECTONICS OF SIBERIA AND THE FAR EAST

TECTONICS OF SIBERIA

VOLUME VII

TECTONICS OF TRANSBAIKALJE
AND SOME GENERAL QUESTIONS
OF DEVELOPMENT OF GEOLOGICAL STRUCTURES

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

551.24

ТЕКТОНИКА СИБИРИ

ТОМ VII

ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

1601

уже внесена в комп.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976

Институт геологических наук
Библиотека

УДК 551.24 (571.5)

Сборник включает доклады участников юбилейной X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, посвященной 50-летию образования Бурятской АССР и состоявшейся в г. Улан-Удэ. Тематика сборника многопланова. В обобщающих докладах рассмотрены главнейшие итоги развития научных и практических геологических исследований в Бурятской АССР. В других докладах результаты изучения разновозрастных тектонических структур Забайкалья и Прибайкалья (докембрийских, палеозойских и мезозойских), обсуждены особенности Байкальской рифтовой зоны и ее аналогов, большое внимание уделено разломам и связанным с ними магматизму и металлогении. В ряде докладов проведен сравнительный анализ тектоники Забайкалья и других регионов Азии, в частности северо-востока СССР, Монгольской Народной Республики и других территорий. Авторами использованы различные геологические и геофизические методы, включая экспериментальные. Сборник логически продолжает серию крупных работ по тектонике Сибири и Дальнего Востока, в которой уже издано шесть томов.

Редакционная коллегия:

К. В. БОГОЛЕПОВ, В. В. ВОЛКОВ, В. И. ГРОМИН, Ю. А. КОСЫГИН (главный редактор), И. В. ЛУЧИЦКИЙ, Ц. О. ОЧИРОВ, Л. М. ПАРФЕНОВ, В. А. СОЛОВЬЕВ, П. М. ХРЕНОВ

Ответственный редактор
И. В. ЛУЧИЦКИЙ

Editorial board:

K. V. BOGOLEPOV, V. V. VOLKOV, V. I. GROMIN, Yu. A. KOSYGIN (chief editor), I. V. LUCHITSKY, Ts. O. OCHIROV, L. M. PARFYONOV, V. A. SOLOVJOV, P. M. KHRENOV.

Responsible editor

I. V. LUCHITSKY

Т $\frac{20802-014}{055(02)-76}$ 316–75

© Издательство "Наука"; 1976 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Два события определили основные направления деятельности X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, состоявшейся в г. Улан-Удэ. Во-первых, именно в это время Бурятская АССР отмечала славную дату 50-летия с момента ее образования. Во-вторых, X сессия сама по себе являлась юбилейной еще и потому, что подводила известный итог работе самого Научного совета.

Естественно, что в этих условиях главное внимание сессии было сосредоточено на актуальных задачах дальнейшего развития тектонических исследований в Бурятской АССР в плане, отвечающем, с одной стороны, целям и задачам совершенствования геологоразведочных работ республики, с другой – основному направлению деятельности Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, включающему общие и частные проблемы происхождения геологических структур.

В соответствии с главной целью, выдвинутой перед участниками X сессии ее организаторами, при активной поддержке со стороны советских и партийных организаций республики на сессии были рассмотрены прежде всего основные итоги и задачи геологоразведочной службы Бурятской АССР (А. С. Филько, П. Ч. Шобогоров, В. А. Лбов), а также состояние и перспективы развития наук о Земле в республике (Г. В. Андреев, В. В. Золотухин, Ц. О. Очиров) Был сделан, кроме того, обзор основных проблем тектоники Забайкалья (И. В. Лучицкий), дающий общую ориентировку в области теоретических исследований обширного геологического региона, в котором расположена Бурятская АССР.

Большое внимание было уделено анализу структурного положения Забайкалья (В. П. Арсентьев, П. М. Хренов, Ц. О. Очиров) и выяснению природы структурного плана этой области (Е. Н. Алтухов). В ряде докладов были обсуждены проблемы поэтапного развития Забайкалья в докембрии и нижнем палеозое (С. А. Гурулев, С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов и другие), а также в мезозое (Ц. О. Очиров, К. Б. Булнаев, В. И. Турунхаев и Ц. Ц. Цырендоржиев). Всесторонний анализ разрывной тектоники явился одним из наиболее важных элементов общего изучения геологической структуры Забайкалья в связи с его металлогенией, что нашло соответствующее отражение в ряде докладов, представленных научными и производственными геологическими коллективами и отдельными лицами (В. Г. Гладков, В. А. Наумов и В. И. Сизых, Ц. О. Очиров, С. И. Шерман и В. Ф. Ерхов, М. П. Лобанов и И. А. Охотников, Ц. Ц. Цырендоржиев, Г. А. Феофилактов и др.). Итог исследований по проблеме

тектоники и металлогении Бурятской АССР представлен в обобщающем докладе П. Ч. Шобогорова, А. С. Филько и В. В. Левицкого.

В общетеоретическом аспекте наиболее важные вопросы развития геологических структур рассмотрены в докладах А. Л. Яншина, Н. С. Зайцева, Л. М. Парфенова, К. А. Клитина, К. Б. Мокшанцева, В. И. Громина, С. И. Шермана и других исследователей. Внимание читателей представленного сборника докладов на X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока привлекут новые данные о строении Байкальской рифтовой зоны и ее аналогов (В. В. Федынский, А. Г. Гайнанов, Г. А. Соколов, Н. А. Страхова, П. П. и В. Г. Колмогоровы).

Можно надеяться, что выпуск трудов этой сессии будет способствовать не только разработке наиболее эффективных методов проведения геологоразведочных работ на территории Бурятской АССР и общему развитию теоретических исследований по тектонике Забайкалья и смежных с ним регионов Центральной Азии, но и совершенствованию принципиальных подходов к решению важнейших аспектов тектонической теории.

Редколлегия

ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

А. С. ФИЛЬКО, П. Ч. ШОБОГОРОВ, В. А. ЛБОВ

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ И ЗАДАЧИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЙ СЛУЖБЫ БУРЯТСКОЙ АССР

В прошлом отсталая окраина России, ныне социалистическая Бурятия встречает свой полувековой юбилей в полном расцвете творческих сил народа, имея высоко развитую промышленность и сельское хозяйство. Одной из важнейших отраслей народного хозяйства республики стала горнорудная промышленность, поставляющая сегодня вольфрамовый и молибденовый концентраты, уголь, химически чистые известняки, доломиты, перлиты, цементное сырье и разнообразные строительные материалы. В развитии горнорудной промышленности и геологических поисков месторождений полезных ископаемых ярко выделяются этапы социалистического преобразования, присущие всем отраслям народного хозяйства.

До Октябрьской революции геологические исследования региона проводились медленными темпами и носили маршрутный характер. На территории республики добывалось россыпное золото в Баргузинской тайге и графит Ботогольского месторождения.

Существенное усиление геологических работ произошло в годы первых пятилеток, когда Коммунистическая партия, осуществляя грандиозную программу индустриализации страны, развернула работы по созданию промышленных комплексов в экономически отсталых национальных окраинах. В этот период завершается составление геологической карты в масштабе 1:1 000 000, начаты широким фронтом среднемасштабные съемки, выполнены значительные объемы геологоразведочных работ на Боксонском бокситовом, Ильчирском асбестовом, Никольском и Олонь-Шибирском угольных, Холтосонском и Инкурском вольфрамовых, Первомайском молибденовом, Билютинском химически чистых известняков и на многих месторождениях строительных материалов. Руководили геологическими исследованиями П. И. Налетов, Н. К. Нефедов, М. Н. Хулугуров, А. П. Бондырев, В. П. Плотников, А. В. Михелис, И. Г. Потамошнев, Н. С. Круцко, Е. П. Бессолицин, Д. Э. Цыденова и др.

Еще более интенсивно и планомерно геологическое изучение недр республики началось с 1957 г., когда по инициативе Областного комитета КПСС было создано самостоятельное территориальное геологическое управление, объединившее почти все геологические организации разных ведомств. В последующие годы была завершена среднемасштабная геологическая съемка на всей территории и значительно возросла изученность Бурятии крупномасштабными геологосъемочными, а также гидрогеологическими и геофизическими работами.

При среднемасштабном геологическом картировании и сопровождающих его поисковых работах А. А. Малышевым открыто месторождение хризотил-асбеста и Г. А. Ермаковым – флюорит-редкометальное.

Геологические материалы И. Б. Бардаханова, В. А. Новикова, Д. Д. Сагалуева, П. Б. Ламатханова, П. Ф. Зайцева, П. В. Осокина, Д. Ц. Цыренова, Н. А. Фишева, Ю. М. Бажина и других позволили определить перспективные площади для поста-

новки крупномасштабных геологических съемок и участки производства детальных поисков на различные виды полезных ископаемых. Одновременно с геологической съемкой, разведкой и оценкой месторождений специалистами управления и научными работниками ВСЕГЕИ, ВИМСа, ЦНИГРИ, Института земной коры СО АН СССР, отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР и другими организациями выполнены научные и производственно-тематические исследования по изучению сложных вопросов стратиграфии, магматизма, тектоники и металлогении.

Магматические породы на геологической карте республики занимают более 90% площади и представлены сложной гаммой образований в основном трех тектономагматических циклов: позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского. Вследствие этого обоснованное выделение интрузивных комплексов, установление генетической и парагенетической связи с ними определенных рудных месторождений имеет первостепенное значение для выбора рациональных направлений поисковых работ. Существенный вклад в изучение магматических образований внесли Н. П. Михно, Д. Жалсабон, В. В. Скрипкина, С. А. Гурулев, Б. А. Литвиновский, Г. В. Андреев, В. А. Дворкин-Самарский, Ю. М. Холод и др. Особого упоминания заслуживают работы П. М. Хренова, Ю. В. Комарова и А. Д. Щеглова по процессам мезозойской автономной активизации, сыгравшие существенную роль в металлогении Западного Забайкалья.

Проведена большая работа по составлению сводной легенды для геологических карт крупного масштаба. Основой для нее послужили материалы геологических съемок, а также данные тематических работ по стратиграфии осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, собранные В. М. Скобло, М. М. Язмиром, Ю. П. Бутовым, В. Г. Беличенко, В. Н. Кодачиговым, Н. П. Андреевым, В. С. Косиновым, А. А. Карбаиновым, В. Н. Гусевым, Ю. Ф. Ефремовым, Э. Ф. Ставским.

Вопросы региональной геологии, структуры и тектоники рудных районов освещены в работах Л. И. Салопа, А. Л. Додина, Н. А. Флоренсова, Л. С. Волкова, В. В. Левицкого, Ц. О. Очирова, В. И. Игнатовича и др. В расшифровке их неоценимую помощь оказали материалы по обобщению аэро- и наземных геофизических работ А. Л. Шпилькова, П. А. Попова, Э. М. Мулюкова, Н. Е. Матюхина, В. С. Харламова, В. А. Бояркина.

Завершающим этапом в геологическом изучении территории республики на стадии среднемасштабного геологического картирования явилось составление прогнозно-металлогенической карты (В. П. Арсентьев и др.) и несколько позже с использованием материалов крупномасштабной съемки – прогнозно-металлогенических карт по основным рудным районам – Восточно-Саянскому (Л. С. Волков и др.), Северному Прибайкалью (А. С. Кульчицкий и др.), Джидинскому (Е. Е. Смолянский и др.), Курбино-Еравнинскому (А. А. Крупский, В. Ф. Рукавец и др.).

Отличительной чертой геологических исследований последних лет является их комплексность и целевая направленность, подчиненные задаче поисков месторождений полезных ископаемых конкретного минерального сырья в определенных перспективных районах. При этом закономерности локализации месторождений перспективных промышленных типов разрабатываются и учитываются широким кругом геологов при геологических исследованиях любого масштаба и профиля. Существенно изменяется процесс крупномасштабного геологического картирования в сравнении со среднемасштабным – увеличиваются объемы сопровождающих наземных геофизических работ, геохимическое опробование все чаще производится с учетом природно-ландшафтных условий, значительно возросли объемы горных выработок и буровых скважин для оценки выявленных рудопроявлений. Ведущие исполнители крупномасштабной геологической съемки и сопровождающих методов Э. Ф. Зеленый, Ю. М. Янов, В. Ф. Давыдов, Ю. П. Гусев, А. К. Извеков, Ф. И. Людофун, В. А. Лбов, В. Ф. Духовников, В. Г. Филатов, А. С. Пак, В. М. Афанасьев, В. В. Балханов, В. П. Мещеров, П. В. Роксин, М. А. Нефедьев, А. А. Сливинский, Э. Ф. Жбанов, Ю. И. Воронов, А. П. Борисов и другие все большее внимание уделяют установлению поисковых признаков и зональности оруденения, приуроченности рудопроявлений к определенным структурам, изучению морфологии рудных тел и вещественного состава руд.

Важнейшими вехами в изучении геологического строения территории республики и становлении коллектива Бурятского геологического управления явились выявление и оценка крупных месторождений полезных ископаемых. Эта работа стала неоценимой школой для геологов и геофизиков всех профилей и квалифицированных рабочих кадров.

Я. М. Яблоковым, В. И. Игнатовичем и другими в 1957–1963 гг. оценивалось молибденовое месторождение. Оно представлено штокверко-прожилковой зоной северо-восточного простирания, приуроченной к экзоконтакту мезозойской интрузии порфировидных гранитов. Вмещающими породами являются палеозойские гранитоиды; руды практически мономинеральны, легко обогатимы. Горнотехнические и гидрогеологические условия благоприятны и позволяют отработать все месторождение открытым способом.

Месторождение хризотил-асбеста расположено в центральной части гипербазитового массива, к зоне глубинного разлома, обрамляющего с юго-запада архейскую Муйскую глыбу. Месторождение представлено крупной асбестовой залежью баженовского подтипа, имеющей четко выраженное концентрически-зональное строение. Разведка месторождения осуществлена в 1960–1967 гг. под руководством геологов К. Г. Башта и М. Е. Замащикова. Горнотехнические условия позволяют отработать месторождение на всю глубину открытым способом. Рассчитана высокая экономическая эффективность освоения месторождения.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение открыто группой геологов и геофизиков в 1964 г. (Д. В. Ветров, О. О. Борисова, М. А. Нефедьев, И. Н Бабкин и др.) и детально разведано до 1970 г. (Р. С. Тарасова, Б. К. Алкалаев и др.). Оно залегает в синклинальной складке осадочно-вулканогенных пород нижнего кембрия, сложенной известковистыми и углистыми туффитами, туфами, известняками и известняковыми брекчиями. Колчеданные свинцово-цинковые руды представлены крупными пласто- и линзообразными залежами, залегающими согласно с вмещающими породами. Рудные тела имеют выход на поверхность с относительно маломощной зоной окисления, максимальная глубина их залегания составляет 300–350 м. Горнотехнические и гидрогеологические условия весьма благоприятны для эксплуатации открытым способом.

Ощурковское месторождение апатитов оценивалось в 1964–1969 гг. (С. В. Костромин, В. В. Казаков и др.). Представлено оно апатитоносными диоритами со средним содержанием пятиокиси фосфора 4%. Руды легко обогатимы и по обычным промышленным схемам флотации позволяют получать 35-процентный концентрат. Несмотря на бедное содержание апатита в рудах, установлена возможность практического их использования. Этому способствуют острая потребность в минеральных удобрениях в Сибири и на Дальнем Востоке и благоприятные экономические и горнотехнические условия эксплуатации.

Черемшанское месторождение кварцевых песчаников открыто в 1966 г. и детально разведано к 1972 г (О. В. Соколов, А. С. Мартос, Ю. В. Плотников и др.). Оно расположено в 80 км от г. Улан-Удэ и в 40 км от жел. дор. ст. Татаурово, представлено пластом кварцевых песчаников мощностью 40–60 м, отвечающим по горнотехническим условиям требованиям к отработке открытым способом. Лабораторными и полупромышленными исследованиями установлена пригодность песчаников для производства высококачественного промышленного и оптического стекла, формовочных песков для литейного производства, получения кристаллического кремния высших марок – КР-О и КР-1 и карборунда. Запасы месторождения превышают 40 млн. т и обеспечат потребность Улан-Удэнского стекольного завода, литейных цехов республики, Иркутского и Братского алюминиевых заводов на длительную перспективу.

Одновременно с разведкой названных месторождений силами управления проведены поиски и оценка на стадии предварительной разведки многочисленных проявлений и месторождений различных типов и видов минерального сырья: железорудных Курбино-Еравнинского района, сульфидных медно-никелевых Северного Прибайкалья, кварц-флюоритовых юга Бурятии (Л. М. Бабурин, Г. И. Вьясков, Н. Ф. Кожемяченко, Ф. Ковальский, Н. П. Ивченко и др.).

На протяжении последних лет систематически продолжаются работы по оценке золотоносности россыпей (М. Ф. Шелковников, Ю. К. Ивашкин, З. А. Норекян, И. Ф. Ромашкин и др.). Золоторудных месторождений на территории республики пока не открыто и лишь упорным трудом разведчиков с большими объемами проходки подземных горных выработок в удаленных и суровых по климатическим условиям районах удалось мелкие объекты перевести в разряд средних.

Гидрогеологами управления кроме среднемасштабной съемки, позволившей делать прогнозы для организации водоснабжения в сельскохозяйственных районах, проведена разведка минеральных вод горячих бальнеологических источников Ильинском и Нилова пустынь и водозаборов в городах Улан-Удэ, Кяхте и Гусиноозерске.

Выполнены научно-производственные исследования по обобщению гидрогеологических и инженерно-геологических условий территории Бурятии с выдачей практических рекомендаций для использования во многих ведомствах народного хозяйства (М. А. Доронина, И. М. Борисенко, Ф. И. Шульга, Л. В. Замана, В. А. Литвиненко, Н. Л. Мельничук, Д. В. Трунев и др.).

Из объектов нерудного сырья, разведанных управлением, необходимо отметить наиболее крупные, освоенные или вводимые в эксплуатацию. Это Мухор-Талинское месторождение высококачественных перлитов с запасами более 4 млн. $м^3$, Заводское силикатных песков, Грязнухинское кирпичных глин, Вахмистровское бутового камня, Засухинское известняков и Тимлюйские цементного сырья.

Наиболее интересными в практическом отношении находками последних лет являются флюоритовое, молибденовое, фосфоритовое, колчеданно-полиметаллическое месторождения.

Месторождение плавикового шпата представлено несколькими кварц-флюоритовыми жилами средней мощности – 1,5–2,0 м, со средним содержанием флюорита – 35–37%.

Молибденовое месторождение (Н. С. Урманов, В. С. Кузьмин, Г. Ф. Осташков и др.) открыто при оценке геохимического ореола. Оно представлено штокверкопрожилковыми зонами в эффузивах, расположенными в экзоконтакте мезозойского гранитного массива.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение открыто при производстве геофизических работ (В. П. Мещеров, Н. К. Садовский, В. М. Костенко и др.). Оно приурочено к протерозойской известковистой черно-сланцевой толще и представлено несколькими рудными зонами, прослеженными в длину более 20 км.

Месторождение фосфоритов расположено на продолжении хубсугульских структур с фосфатоносным оруденением (МНР) и является частью обширного Восточно-Саянского фосфоритоносного бассейна, охватывающего Уха-Гольский и Боксон-Сорхойский синклинории, с общим протяжением по длине до 100 км (П. В. Осокин, В. П. Арсентьев, М. М. Язмир). В его пределах горными выработками, а в настоящее время и буровыми скважинами прослеживаются три рудных пласта мощностью до 7–12 м с содержанием пятиокиси фосфора 15–20%. По отдельным пересечениям содержание P_2O_5 поднимается до 25–30%.

Приведенный здесь далеко не полный перечень полезных ископаемых служит ярким подтверждением значительных богатств недр Бурятии полезными ископаемыми. Раскрытию их способствовало создание самостоятельного геологического управления, выполнившего большую работу по организации круглогодичных партий и экспедиций, специализированных служб, лабораторной и производственных баз.

Производственные подразделения управления оснащены в настоящее время высокопроизводительной техникой, оборудованием и приборами, что позволяет при относительно небольших ежегодных ассигнованиях выполнять сложный комплекс геолого-геофизических поисковых и разведочных работ с проходкой 6 тыс. м подземных горных выработок и 350 тыс. $м^3$ канав, и бурением свыше 120 тыс. м колонковых и ударных скважин в породах высоких категорий крепости. Большая помощь управлению и его организациям оказывалась и оказывается Бурятским обкомом КПСС и райкомами КПСС.

Успехи в геологических исследованиях недр республики, как известно, подтверждены официально Президиумом Верховного Совета СССР – Бурятское геологическое управление награждено орденом Трудового Красного Знамени, главному геологу Озерной экспедиции Р. С. Тарасовой присвоено звание Героя Социалистического Труда и большая группа работников награждена орденами и медалями, 12 человек удостоены звания лауреатов Государственной премии. Подтверждением зрелости наших разведчиков недр может служить факт защиты запасов в ГКЗ по пяти месторождениям на отличную оценку. Совершенно очевидно, что для достижения охарактеризованных результатов проведена кропотливая организаторская работа по оперативному направлению работ, применению передовых методов и методик оценки сырья, прогрессивной технологии бурения и проходки горных выработок бывшими руководителями управления – В. Н. Силаковым, В. С. Рябенко, Б. М. Зубаревым, Ю. И. Щеголихиным, руководителями партий, экспедиций и отделов – Т. П. Гриневичем, Н. С. Урмановым, Г. И. Вьясковым, Ю. С. Беломестных, А. И. Петровым, В. С. Ткачевым, Б. П. Кудреватых, З. А. Норекяном, В. А. Чабаненко, М. С. Моисеевым, Я. И. Часовских, Л. А. Замула, С. В. Мельниковым, Н. Г. Егоровым, Б. Г. Базаровым, И. И. Бершовым, Л. М. Кононовым, В. И. Игнатовичем, Г. Е. Викуловым, А. И. Поповым, Н. Д. Савченко, Г. К. Пономаревым, В. И. Спицыным, Н. Ф. Кожемяченко, В. С. Шлапаковым, Д. В. Ветровым, Д. В. Труневым, Н. Е. Матюхиным, В. Ф. Духовниковым, О. И. Гавриловым и др. Квалифицированное руководство и производство по бурению скважин осуществляли Ф. П. Паданин, Э. Г. Галлас, С. Е. Захарин, И. В. Давыдов, И. П. Рыбников, В. Ф. Агеев, В. Г. Сизов, по проходке горных выработок – И. Т. Романов, В. Э. Дугаров, Ю. П. Киселев, В. И. Золотухин, по механизации работ – В. Т. Каньшин, Е. Б. Пархаев, В. Ю. Тоут, Н. А. Селиванов, по аналитическим работам – Э. Д. Добжаева, И. М. Ходос, Л. П. Викулова, Ю. Ф. Ветрова, С. Е. Силакова, Н. А. Красюкова и др.

В связи с юбилеем республики следует отметить рост квалифицированных местных кадров геологов и их большой вклад в изучение недр Бурятии. Это главный геолог БГУ П. Ч. Шобогоров, ведущие геологи при производстве съемки и тематических исследований В. В. Балханов и А. И. Булгатов (все трое защитили кандидатские диссертации без отрыва от производства), главные геологи партий и экспедиций – М. Н. Хулугуров, Д. Ц. Цыренов, В. М. Афанасьев, начальники партий и отделов – М. П. Михайлов, Е. М. Багадаев, Н. Б. Бардаханов, Б. Г. Базаров, П. Б. Дугаров и др. Большую помощь в изучении структур месторождений и рудных полей, вещественного состава руд и их технологических свойств на отдельных объектах оказали работники научно-исследовательских институтов ЦНИГРИ и ВИМСа – Д. И. Горжевский, А. А. Малаев, А. Г. Лопатин, А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. Г. Левиуш и др.

В свете решений и требований XXIV съезда КПСС перед коллективами управления стоят обширные задачи по наращиванию запасов минерального сырья в районах действующих горнорудных предприятий и поискам новых месторождений богатых руд в экономически освоенных районах. В первую очередь – это поиски богатых руд в Джидинском районе. Здесь основным направлением на ближайшие годы должна стать разработка поисковых критериев для месторождений, не выходящих на дневную поверхность, и их умелое использование при геолого-геофизических поисках, правильная разбраковка многочисленных геохимических ореолов до проверки их буровыми и горными выработками.

Выявление колчеданно-полиметаллических месторождений побудило к пересмотру имеющихся геологических материалов и выделению Северо-Байкальской и Курбино-Еравнинской колчеданно-полиметаллических провинций, перспективных на месторождения стратиформного и других генетических типов. Необходимо продолжить поиски богатых свинцово-цинковых и медных руд в этих районах. Одновременно предусматривается продолжение работ по оценке железистых кварцитов в Северо-Байкальском районе и возобновление изучения магнетитовых железных руд в Еравнинском районе с учетом возросшей потребности на железные руды в восточных районах страны.

К настоящему периоду на территории республики выявлено большое число рудопроявлений молибдена, свинца и цинка, золота, редких и других металлов, а также аномалии, установленные геохимическими и геофизическими методами. Квалифицированный выбор первоочередных объектов для оценки, несомненно, приведет к выявлению месторождений с промышленными параметрами.

Гидрогеологам управления предстоит наряду с производством крупномасштабных гидрогеологических съемок усилить решение практических вопросов, связанных с переводом на подземное водоснабжение всех поселков городского типа и крупных сельских населенных пунктов, а также с выполнением в больших объемах мелиоративных работ.

Для повышения геологической эффективности поисков и разведки необходимо постоянно наращивать объемы геофизических исследований и в первую очередь внедрять новейшую аппаратуру и приборы с повышенной разрешающей способностью. Предусматривается формирование работ по внедрению ЭВМ для обработки геофизической и геологической информации для повышения оперативности в управлении производством и расчета финансово-экономических данных.

В решении столь больших и ответственных задач геологи-производственники рассчитывают на помощь научно-исследовательских институтов, в том числе и только что организованного Института геологии Бурятского филиала СО АН СССР.

Первоочередной задачей научных и производственно-тематических исследований, по нашему мнению, является изучение конкретных условий локализации важнейших типов руд полезных ископаемых и закономерностей пространственного размещения их в пределах выделенных металлогенических зон и поясов.

Г. В. АНДРЕЕВ, В. В. ЗОЛОТУХИН, Ц. О. ОЧИРОВ

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ В БУРЯТСКОЙ АССР.

Сумма наших знаний о геологическом строении Бурятии представляет результат деятельности многих исследователей, работавших на территории республики с начала XVIII в. Однако планомерные геологические исследования в Бурятии начали осуществляться лишь после Октябрьской революции. Широкий размах этих работ дал плодотворные результаты, благодаря которым мы имеем возможность в настоящее время составить определенное представление о геологическом строении, составе и полезных ископаемых территории республики.

Рассмотрение наук о Земле целесообразно начать с тектоники, поскольку основные ее проблемы обсуждаются на настоящей сессии Научного совета.

Крупные исследования по изучению строения и развития земной коры нашего региона провели В. А. Обручев, М. М. Тетяев, Н. С. Шатский, Е. В. Павловский, М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов, И. В. Лучицкий, Л. И. Салоп и др. Значительный вклад в расшифровку строения отдельных районов республики внесли П. М. Хренов, Ю. В. Комаров, С. М. Замараев, В. Г. Беличенко, Ц. О. Очиров, А. Н. Булгатов и др.

По результатам геологосъемочных работ геологов БГУ В.П. Арсентьевым составлена тектоническая карта Бурятии. Эта работа является главной обобщающей работой по тектонике, изданной в последние годы.

Своеобразие геологического строения юго-восточной части Бурятии позволило Ю. В. Комарову, П. М. Хренову, А. Д. Щеглову выделить здесь область мезозойской тектоно-магматической активизации. Подобные области тектоно-магматической активизации выделены в Восточном Саяне И. В. Гордиенко (средне- и верхнепалеозойский возраст) и А. А. Бухаровым в Северном Прибайкалье (среднепротерозойский возраст).

Среди крупных работ по тектонике последних лет нельзя не отметить работу В. Г. Беличенко "Нижний палеозой Западного Забайкалья", Ц. О. Очирова, К. Б. Булнаева и других "Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья" и "Мезозойская тектоника Забайкалья" этих же авторов.

Территория Бурятии представляет полициклическую складчатую область. Формирование ее произошло в результате проявления архейской, нижнепротерозойской, среднепротерозойской, верхнепротерозойской, нижнепалеозойской, верхнепалеозойской складчатостей. Складчатые струкутры осложнялись процессами тектоно-магматической активизации, которые проявились в среднем протерозое (А. А. Бухаров), в среднем и верхнем палеозое (Г. В. Андреев, И. В. Гордиенко), в мезозое (Ю. В. Комаров, П. М. Хренов). В кайнозое регион испытал новый этап активизации, названный Е. В. Павловским аркогенезом.

Известно, что развитие тектонических исследований в значительной степени определяется успехами стратиграфических и палеотектонических работ. Крупные заслуги в этом плане имеют Г. Г. Мартинсон, В. Н. Сакс и др. Однако главный вклад в изучение стратиграфии Бурятии внесли работники БГУ. М. М. Язмиром и Б. А. Далматовым была разработана стратиграфия нижнего палеозоя. В. М. Скобло и Н. А. Ляминой дана наиболее полная схема стратиграфии мезозойских образований. В настоящее время успешно разрабатывается схема стратиграфии позднепротерозойских отложений В. И. Алексеевым.

Стратиграфия третичных и четвертичных отложений центральных районов Бурятии освещена в работах Д. Б. Базарова, И. В. Антощенко-Оленева, И. Н. Рязанова, М. А. Ербаевой и других исследователей.

К сожалению, в настоящее время нет обобщающих трудов по стратиграфии Бурятии. Исключение представляет работа П. И. Налетова 1961 г., в которой синтезированы материалы стратиграфических исследований Центральной Бурятии.

Бурятия является одним из редких регионов, в котором чрезвычайно широкое развитие получили магматические горные породы разнообразного состава. Поэтому в общем перечне работ труды, посвященные описанию, установлению формационной принадлежности и генезису магматических пород, занимают ведущее место. Изучением интрузивных пород Бурятии занимались такие корифеи советской геологической науки, как В. Н. Лодочников, написавший классическую монографию "Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие", академик В. С. Соболев, охарактеризовавший Ботогольский массив, и др.

Описание отдельных массивов мы находим в работах П. М. Хренова, С. А. Гурулева, Ф. В. Кузнецовой, А. А. Конева, Г. В. Андреева, Ф. П. Леснова, В. П. Костюка и Т. Ю. Базаровой, С. И. Зака, А. С. Пака и др., Р. П. Тихоненковой, И. А. Нечаевой, Е. Д. Осокина и многих других исследователей.

Наиболее курпные обобщающие работы по магматизму Бурятии представлены монографиями И. В. Белова "Трахибазальтовая формация Прибайкалья", П. И. Налетова "Интрузивные породы Центральной Бурятии", В. А. Дворкина-Самарского "Гранитоиды Саяно-Байкальской горной области", Г. В. Андреева, А. О. Шаракшинова, Б. А. Литвиновского "Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья", Г. В. Андреева, И. В. Гордиенко, А. Н. Кузнецова, А. И. Кравченко "Апатитоносные диориты юго-западного Забайкалья".

Вулкано-плутонические комплексы отдельных регионов Бурятии нашли отражение в работах Ю. В. Комарова "Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья", И. В. Гордиенко "Девонская вулкано-плутоническая формация в Восточном Саяне", А. А. Бухарова "Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса" и др.

В работах, посвященных магматизму, освещаются геологическое строение массивов интрузивных пород, их петрография, петрохимия, условия формирования. В последних работах значительное внимание уделяется физико-химическому анализу парагенезисов минералов, температурам гомогенизации газово-жидких расплавных включений (это диссертации и научные отчеты Б. А. Литвиновского, А. О. Шаракшинова, Ф. Г. Рейфа, Я. А. Косалса и др.).

Весьма важными для разделения гранитоидов Центральной Бурятии представляются работы К. Ж. Жалсобона, В. В. Скрипкиной и других, а также Б. А. Литвиновского и А. Н. Занвилевич.

Достаточно широко на территории республики проводились металлогенические исследования. Здесь необходимо упомянуть работы М. М. Одинцова, Н. А. Флоренсова, П. М. Хренова, А. Д. Щеглова, В. П. Арсентьева и других исследователей. М. М. Одинцовым, Н. А. Флоренсовым и П. М. Хреновым в известной работе впервые была составлена схема металлогении для южной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, А. Д. Щеглов выявил характерные черты металлогении Западно-Забайкальской области тектоно-магматической активизации.

Большим коллективом авторов во главе с В. П. Арсентьевым в 1965 г. составлена металлогеническая карта Бурятии (редакторы Н. А. Флоренсов и П. М. Хренов). Эта карта явилась синтезом всех сведений по металлогении региона и широко используется геологами БГУ в их практической деятельности. Однако эта карта объективно не могла обеспечить все запросы практики. В связи с этим составлялись металлогенические карты либо по отдельным регионам, либо на отдельные виды минерального сырья. Авторами таких работ являются Р. С. Тарасова, Т. В. Копейкина, Н. П. Михно, Е. Н. Твердохлеб, И. Я. Кузьмин, Ф. К. Волколаков, Л. С. Волков, А. С. Кульчицкий, П. Ч. Шобогоров, А. Н. Булгатов, М. Ф. Шелковников, Е. Н. Смолянский, Е. Е. Батурина, А. А. Крупский, В. Ф. Рукавец, В. А. Дворкин-Самарский, Г. В. Андреев, Г. И. Туговик, И. В. Гордиенко, А. Н. Кузнецов и другие исследователи.

Территория Бурятии богата разнообразными месторождениями и проявлениями полезных ископаемых. Многие из них широко известны за пределами республики благодаря кропотливой работе многих исследователей.

С прошлого столетия ведется добыча графита Ботогольского месторождения. Оно детально изучалось В. П. Солоненко. На примере этого месторождения В. П. Солоненко предложил свою гипотезу происхождения графита.

Гордостью горнодобывающей промышленности республики является Джидинский горнообогатительный комбинат. Сырьевая база его представлена Первомайским, Холтосонским и Инкурским молибдено-вольфрамовыми месторождениями. Изучением минералогии и генезиса этих месторождений в разные годы занимались М. М. Повилайтис, Д. О. Онтоев, В. И. Игнатович и др. Вопросы методики разведки этих месторождений рассмотрены А. С. Филько. Неподалеку от джидинских месторождений находится Булуктаевское вольфрамовое месторождение. Изучению и расшифровке его структуры отдал много сил Г. И. Туговик.

На северо-востоке нашей республики расположено Молодежное месторождение хризотил-асбеста. Морфология рудных тел, вещественный состав руд изучены геологами М. Е. Замащиковым и К. Г. Баштой.

В 1962 г. в 16 км от Улан-Удэ Г. М. Яценко и В. Н. Нефедьевым было открыто Ошурковское месторождение апатитов. Оно детально изучалось С. В. Костроминым и Л. Н. Костроминой и Г. В. Андреевым и А. О. Шаракшиновым. В результате этих исследований Г. В. Андреевым и А. О. Шаракшиновым было установлено, что месторождение имеет пневматолито-гидротермальный генезис и генетически связано с диоритами, что позволило выделить новый генетический тип месторождений апатита. Эти выводы в последующие годы были подтверждены на более широком материале по Центральной Бурятии. Они изложены в монографии Г. В. Андреева, И. В. Гордиенко и др. "Апатитоносные диориты юго-западного Забайкалья".

В Еравнинском аймаке республики известно месторождение полиметаллов. Изучением этого месторождения занимались геологи из различных организаций: из БГУ – А. С. Филько, Р. С. Тарасова, И. Н. Бабкин, В. В. Андреев и др.; из ЦНИГРИ – А. А. Малаев, Л. П. Хрянина, И. В. Крейтер и др.; из Института геологии и геофизики (ИГГ) – Э. Г. Дистанов, Б. Н. Лапин и др.; из Башкирского филиала СО АН СССР – И. Л. Васильев, Д. И. Царев. По этому месторождению защищены запасы в ГКЗ. Тем не менее следует признать, что вопросы генезиса в настоящее время не решены окончательно.

В последние годы в Северном Прибайкалье выявлено Холоднинское месторождение полиметаллов. Это месторождение до конца не разведано. Его изучением занимаются В. П. Бушуев, П. Ч. Шобогоров, В. П. Мещеров, Е. И. Андреева (БГУ), Э. Г. Дистанов (ИГГ), В. С. Кормилицын, А. Я. Жидков (ВСЕГЕИ), В. А. Варламов (ЦНИГРИ), Д. И. Царев, Г. С. Рипп (ГИН БФ) и др.

На территории республики в Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье известны небольшие месторождения марганца. Изучению их отдали много сил В. Г. Беличенко, А. Д. Дарижапов и другие исследователи.

Ряд месторождений со специфической минерализацией на юге республики и в Восточном Саяне изучался А. И. Гинзбургом, Н. П. Заболотной, В. И. Гальченко, Я. А. Косалсом, В. С. Грачевым и др. В Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье эти месторождения изучались А. Я. Жидковым, А. С. Паком, Г. В. Андреевым, А. С. Назаровым и др.

Довыренское и Чайское медно-никелевые месторождения детально исследовались Р. С. Тарасовой, Е. И. Андреевой, С. А. Гурулевым, К. С. Самбуевым, Ф. П. Лесновым и др. В результате работ выяснена морфология рудных тел, вещественный состав руд и решены генетические вопросы.

В Северном Прибайкалье разведано Улурское месторождение графита. Его изучением занимались геологи БГУ А.Г. Юдовский и Н.В. Юдовская.

По правому борту р. Итанцы О. В. Соколовым было установлено и в дальнейшем детально изучено Черемшанское месторождение кварцевых песчаников.

Заканчивая обзор изученности месторождений полезных ископаемых, необходимо отметить, что любое проявление и месторождение изучалось, оценивалось. Однако степень изученности их весьма различна. Некоторые из них изучены с большой детальностью, с применением тонких методик, многие же только прошли начальный этап исследования.

На ряде месторождений (Озерном, Чайском, Ошурковском и др.) проводились в различных объемах геофизические исследования, способствующие более целеустремленному их изучению.

Все еще слабой остается геохимическая изученность Бурятии, хотя необходимость развития таких исследований не вызывает сомнений. Первые геохимические исследования в республике были проведены экспедициями СОПС АН СССР под руководством А. Е. Ферсмана в 30-х годах. В них принимали участие видные ученые того времени С. С. Смирнов, Н. П. Семененко, Б. А. Гаврусевич и др.

В дальнейшем вплоть до 1960 г. сведения по геохимии горных пород и руд имеют отрывочный характер и получались при изучении отдельных месторождений или металлогенических исследованиях.

С 1960 г. работы по изучению геохимии редких элементов в гранитоидах начали проводиться в Отделе геологии Бурятского комплексного научно-исследовательского института (КНИИ), отдельные работы по геохимии щелочных пород и гранитоидов в эти годы проводит на территории Забайкалья ВИМС и Институт геохимии СО АН СССР.

Более детальные исследования были проведены в конце 60-х – начале 70-х годов теми же организациями и Бурятским геологическим управлением, в котором была создана специальная геохимическая партия. В эти годы изучаются и обобщаются результаты геохимических поисков в различных ландшафтных условиях (В. В. Поликарпочкин, Э. Ф. Жбанов, А. С. Пак, Т. Т. Тайсаев, Б. В. Андреев); проводится анализ элементов-примесей в рудных месторождениях (Г. С. Рипп); разрабатываются основы геохимического районирования территории (В. С. Дворкин-Самарский, И. М. Козулина, Ю. Н. Каперская); ведется изучение геохимии и металлогении отдельных элементов (А. И. Гинзбург, Л. В. Таусон, К. П. Заболотная, Я. А. Косалс, З. И. Петрова, В. А. Легейдо и др.). В последние годы под руководством Б. П. Санина осуществляются исследования первичных рудных ореолов.

Говоря о состоянии наук о Земле в Бурятии, нельзя не отметить крупные работы общегеологического плана, такие, как "Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области" Е. В. Павловского; "Геологическая карта Бурятской АССР", составленная Н. П. Михно, Н. Г. Михно, В. П. Арсентьевым;

"Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья" В. Г. Беличенко, Ю. В. Комарова и др.; "Геология докембрия Северного Прибайкалья" М. М. Мануйловой, Д. П. Васильковского, С. А. Гурулева; "Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья" Д. А. Великославинского, А. Н. Козакова, Ю. М. Соколова; "Геология Байкальской горной области" Л. И. Салопа; том 35 Геологии СССР, посвященный Бурятской АССР, написанный коллективом авторов; "Байкалиды юго-востока Сибири" К. А. Клитина, Т. Г. Павловой, Е. С. Постельниковой и др.

В этих работах синтезированы огромные материалы многих исследователей. Они отражают состояние геологической изученности республики. Анализ их позволяет считать, что в настоящее время мы имеем достаточно четкие представления о геологическом строении региона, об истории его развития и полезных ископаемых. Эти знания представляют основу для дальнейших более детальных исследований.

На этом мы заканчиваем обзор геологических исследований на территории Бурятии. Ограниченный объем статьи не позволил нам оттенить роль многих и многих исследователей. Авторы пытались по возможности объективно изложить состояние наук о Земле в республике. Перспективы развития геологических исследований в Бурятии определяются планами работ недавно созданного в Улан-Удэ Геологического института БФ СО АН СССР, деятельностью БГУ и исследованиями, которые будут проводить сотрудники научных учреждений, расположенных вне республики.

В настоящее время в Геологическом институте БФ СО АН СССР тектонические исследования осуществляются по теме "Тектонические разломы Забайкалья и их типизация". Проблема эта достаточно обширна и определяет исследования наших тектонистов на многие годы. Следующая важная проблема, которую следует решать – это проблема тектоники докембрия Бурятии. Решение ее будет осуществляться тектонистами в содружестве с сотрудниками лаборатории метаморфизма и метасоматоза.

Бурятия представляет редкий регион, в котором проявилась в разные эпохи тектоно-магматическая активизация. В результате сформировались своеобразные структуры. Это области и зоны тектоно-магматической активизации на юге республики, в Восточном Саяне, на Витимском плоскогорье, в Северном Прибайкалье. Изучение областей тектоно-магматической активизации представляет следующую важную проблему тектоники.

Наконец, уже сейчас представляется очевидным, что тектоническая карта В. П. Арсентьева нуждается в детализации. Необходимо составление тектонической карты более крупного масштаба.

Далее, представляется необходимым остановиться на задачах и проблемах петрографии магматических пород. Несмотря на то что в настоящее время перечень работ по магматизму занимает ведущее место, многие проблемы его ждут своего разрешения.

В настоящее время отсутствует четкая общая картина развития магматизма региона в историческом аспекте. Решение этой проблемы займет многие годы. В какой-то мере она решается уже сейчас, но для завершения ее необходимы продолжительные исследования. В рамках этой проблемы целесообразно осуществление работ по выделению естественных ассоциаций магматических пород, т.е. магматических формаций, проведение их возрастного расчленения.

Весьма важным представляется выяснение закономерностей изменения интрузивного и эффузивного магматизма во времени и в пространстве по химическому и петрографическому составу, выделение комагматичных интрузивных и эффузивных серий, образующих вулкано-плутонические пояса.

Территория Бурятии представляет благоприятный объект, на котором возможна успешная разработка представлений о развитии коровых и мантийных очагов, выяснение физико-химических условий формирования магматических пород, решение проблемы соотношения магматизма и рудообразования, установления металлогенической специализации магматических проявлений.

Предполагается, что ведущим направлением созданного Геологического института будет изучение месторождений полезных ископаемых, установление закономерностей их размещения с целью наиболее эффективного прогнозирования. Планы научных работ предусматривают проведение следующих исследований: 1) изучение структур рудных полей; 2) изучение морфологии, вещественного состава рудных тел и околорудной зональности с целью установления генезиса месторождений и физико-химических условий их формирования; 3) формационный анализ месторождений и проявлений; 4) металлогеническое районирование Забайкалья, выделение рудных зон, районов, поясов.

На территории Бурятии широко развиты разнообразные метаморфические и метасоматические образования. Изучались они различными исследователями без широкого охвата и без системного подхода. Между тем определение типа метаморфизма и пространственное распространение пород, принадлежащих к той или иной фациальной серии, имеет прямое отношение к прогнозированию оруденения. Поэтому в ближайшие годы предполагается проведение работ по выделению и классификации метаморфических и метасоматических формаций, составлению карты метаморфических формаций, выяснению физико-химических условий метаморфизма и метасоматоза. Особое внимание будет уделено изучению метасоматических процессов в рудных месторождениях с целью выработки рекомендаций для поисков скрытого оруденения.

В качестве первоочередной задачи намечается расширение геохимических исследований. Предусматривается развитие следующих направлений: 1) выявление и изучение геохимических провинций; 2) изучение геохимии рудного процесса; 3) изучение процессов, приводящих к рассеиванию и концентрации рудных элементов; 4) изучение первичных и вторичных ореолов месторождений и проявлений.

На территории Бурятии располагается уникальное озеро Байкал. Планами института предусматривается изучение характера взаимодействий разных процессов и влияние деятельности человека на становление природного комплекса бассейна оз. Байкал, установление процессов и явлений, нарушающих сложившуюся природную гармонию Прибайкалья, с целью представления рекомендаций по борьбе с ними.

Полученные в последние годы материалы по геологии кайнозоя и геоморфологии ставят вопрос о необходимости нового толкования истории развития рельефа Забайкалья и Прибайкалья и проведения продолжительных исследований в этом направлении.

Значительное внимание в будущем будет уделено резкому расширению геофизических исследований. В качестве первоочередных намечаются следующие задачи: 1) изучение глубинного строения и современной динамики земной коры Забайкалья и Байкальского рифта; 2) совершенствование геофизических методов изучения рудных месторождений.

Таковы в кратком изложении перспективы развития геологических исследований на территории Бурятии.

И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Для того чтобы ясно видеть перспективы дальнейшего развития науки, необходимо иметь отчетливое представление о том, как сложилось ее состояние и какими путями мы в конечном счете к нему пришли.

Зная историю, легче ориентироваться не только в текущих вопросах, но и зримо различать контуры тех проблем, которые будут волновать исследователей в более поздние периоды развития науки или, во всяком случае, в ближайшем будущем.

Институт Геологии Библиотека

Поэтому, рассматривая основные проблемы тектоники Забайкалья в плане ближайших перспектив развития науки, я полагаю, что полезно прежде всего обратиться к историческому опыту.

Вместе с тем мы должны ясно представлять себе, что, выдвигая очередные задачи перед тектоническими исследованиями в Забайкалье, необходимо учитывать также характерные черты строения этой области и требования практики, связанные с перспективами развития народного хозяйства Бурятской АССР и Читинской области, а также смежных территорий.

Некоторые вопросы истории изучения тектоники

Широко известно, что первые наиболее общие представления о тектонике Забайкалья были даны В. А. Обручевым еще в дореволюционное время. Основные идеи того далекого от нас времени были изложены в его знаменитом обзоре геологических исследований в Забайкалье, представленном Международному геологическому конгрессу в Париже в 1900 г. Именно в этом обзоре В. А. Обручев закрепил в системе общих представлений о тектонике Забайкалья идею И. Д. Черского о древнем материке Азии, удачно названном позднее Э. Зюссом "древним теменем Азии". С тех давних пор и до настоящего времени мы действительно знаем Забайкалье как область широкого распространения наиболее древних, докембрийских, отложений.

Вскоре после Великой Октябрьской революции, уже в 20-х годах текущего столетия, В. А. Обручев столкнулся с необходимостью принципиального уточнения своей точки зрения и выдвинул в 1922 г. представление о юных движениях на древнем темени Азии. Так появилась еще одна концепция, которую мы привлекаем и сейчас, когда ведем речь об активизации, регенерации, ревивации и других явлениях. Мне тем более приятно вспомнить об этих ранних концепциях В. А. Обручева здесь, в Бурятской АССР, потому что именно в Улан-Удэ в апреле 1934 г. он председательствовал на конференции по развитию производительных сил республики и сделал доклад о ее геологическом строении, а позднее, в 1953 г., был награжден почетной грамотой Верховного Совета республики за активное участие в изучении ее производительных сил.

Продолжая основную линию доклада, отмечу, что к тому времени, когда В. А. Обручев для объяснения сложных деформаций мезозойских отложений выдвинул идею юных движений на древнем темени Азии, т.е. к 20-м годам текущего столетия, относится и начало систематических работ, направленных на создание геологической карты Забайкалья. Эти первые планомерные работы, проведенные под руководством М. М. Тетяева в 1924–1928 гг., дали неожиданный эффект, в корне изменивший представление о древнем темени Азии, как о суше, сохранившейся якобы неизменной, как считал Э. Зюсс, с докембрия до наших дней. Найденные в Восточном Забайкалье морские (с фауной) юрские отложения позволили, как казалось в то время, нацело "похоронить" идею древнего темени Азии под водами мезозойских морей. Тем более что в дальнейшем в Восточном Забайкалье были найдены также нижне-, средне- и верхнепалеозойские морские отложения, а в других районах Забайкалья стали известны верхне- и нижнепалеозойские, тоже морские толщи.

В итоге наблюдений над структурой вновь выявленных отложений были предприняты попытки по-новому представить общую схему тектоники Забайкалья в виде системы покровных чешуй. Позднее же здесь, на основании этих новых для того времени данных, были выделены разновозрастные складчатые области – докембрийская, каледонская, герцинская и мезозойская.

Представление о гетерогенной складчатой структуре Забайкалья, включающей систему разновозрастных складчатых областей, мы тоже сохраняем и сейчас в наших общих построениях, касающихся этой области.

Все эти общие представления о древнем темени Азии и о юных движениях на нем, с одной стороны, и о гетерогенном разновозрастном складчатом строении Забай-

калья, с другой стороны, сложились к началу Великой Отечественной войны и, как казалось тогда, резко противостояли друг другу.

Следует отметить еще одну важную линию исследований, начатую еще в довоенные годы и не только не утратившую своего значения сейчас, но, наоборот, привлекшую внимание мировой геологической общественности. Речь идет о рифтовых структурах байкальского типа, впервые выделенных с необходимым обоснованием Е. В. Павловским в 1940 г.

Что касается послевоенного времени, то оно ознаменовалось широким разворотом геологосъемочных работ, связанных с составлением государственных геологических карт различного масштаба. Эти работы, выполненные и проводимые сейчас главным образом коллективами сравнительно молодых геологических управлений – Бурятского и Читинского, а также ВАГТом, ныне охватили всю территорию Забайкалья и привели к созданию обобщающих, теперь уже достаточно детальных карт. Соответственно сейчас появилась возможность проводить тектонические исследования с такой полнотой, о которой нельзя было и мечтать в довоенное время, когда составлялись еще первые детальные геологические карты, далеко не всегда отвечающие современным кондициям, а для таких территорий, как,например, Малханский хребет и районы, расположенные к северу от Транссибирской железнодорожной магистрали, составлялись еще только первые геологические карты миллионного масштаба.

Хотя сейчас имеется возможность опираться на новую геологическую основу, исследования в области тектоники в послевоенное время развертывались в основном в тех же главнейших направлениях, которые были намечены в прошлом. Эти главные направления следующие: 1) тектоника докембрия: 2) мезозойская тектоника и проблема активизации (омоложения) древних структур; 3) тектоническое районирование и составление тектонических карт; 4) исследование байкальской рифтовой системы.

В качестве примера, иллюстрирующего эти основные линии исследований, укажу следующие моменты. В Новосибирске, в частности в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, по инициативе Ю. А. Косыгина, председателя и организатора совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (юбилейное заседание этого совета мы сейчас проводим) еще в 1958 г. были намечены ведущие направления исследования, связанные с изучением докембрийской и мезозойской тектоники. Эти исследования привели в конечном итоге к созданию широко известных обобщающих тектонических карт докембрия Сибири и Дальнего Востока, а затем соответствующих карт мира, а также к выходу в свет тектонической карты мезозойской тектоники Центральной Азии, которая будет представлена на нашем совещании в совместном докладе К. В. Боголепова и его соавторов.

Сейчас изучение докембрийской тектоники будет сосредоточено, по-видимому, преимущественно в Институте тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра (ДВНЦ) в Хабаровске. Проблему же мезозойской тектоники продолжают и сейчас разрабатывать в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в Новосибирске.

Две другие крупные проблемы – тектоническое районирование Забайкалья и рифтовая система Байкальской области – также привлекают всеобщее внимание. Проблемой тектонического районирования Забайкалья наиболее успешно занимаются, по-видимому, те, кто непосредственно связан с обобщением первичных геологосъемочных материалов, поэтому на нашем совещании следует ожидать с большим интересом доклады по тектонике Забайкалья, сообщаемые сотрудниками Бурятского геологического управления, в том числе В. П. Арсентьевым.Больших успехов в области тектонического районирования достигли также сотрудники ряда научно-исследовательских учреждений, расположенных в крупнейших научных центрах нашей страны – в Москве, Ленинграде, Иркутске, Новосибирске, а также и в Улан-Удэ. Не случайно мы сейчас являемся свидетелями преобразования возглавляемого А. А. Андреевым отдела геологии, с его лабораторией геотектоники, руководимой Ц. О. Очировым, в самостоятельный Геологический институт, ныне утвержденный в составе Бурятского филиала Академии наук СССР. Мы ждем с

большим интересом докладов также сотрудников этого самого молодого в нашей стране Геологического института, возглавляемого первым его директором Ф. П. Кренделевым.

Оценивая сегодня значение проблемы тектонического районирования, следует иметь в виду огромное влияние на ее разработку таких крупных обобщающих работ, которые связаны, например, с созданием под руководством А. Л. Яншина тектонической карты Евразии.

Что касается Байкальской рифтовой системы – последней из четырех отмеченных выше главнейших проблем, то она является стержневой в исследованиях Института земной коры СО АН СССР в Иркутске, где Н. А. Флоренсовым организована специальная Байкальская комиссия, в работе которой принимают участие и Институт геологии и геофизики СО АН СССР и многие центральные институты нашей страны.

Объективные предпосылки для выбора главных направлений в изучении тектоники

Сложившиеся основные линии в изучении тектоники Забайкалья в огромной степени зависят от трех факторов: во-первых, от природной геологической обстановки или, иначе говоря, от естественных условий, свойственных территории Забайкалья; во-вторых, от технического уровня, на который опираются проводимые исследования или, иными словами, от методических возможностей осуществления этих исследований; в-третьих, от стоящих перед нами практических задач.

Сейчас, после того, как в результате геологосъемочных исследований получены обширные новые данные по геологии и тектонике Забайкалья, мы располагаем точными материалами, свидетельствующими прежде всего о том, что эта область действительно представляет огромное поле распространения древнейших толщ докембрия с возрастом, измеряемым многими сотнями миллионов и миллиардами лет. Эта область, следовательно, действительно представляет обширное древнее темя Азии в том смысле, что длительная эрозия смыла с его чела следы более поздних наслоений и обнажила преимущественно наиболее древние его черты.

Таким образом, естественные условия сталкивают нас с прямой необходимостью разрабатывать и в дальнейшем проблему тектоники докембрия Забайкалья. Вопрос о развитии и совершенствовании этой тематики зависит главным образом от тех возможностей применения новых методических приемов, которые будут использованы для целей изучения докембрийской тектоники.

Совершенно очевидной стала также огромная роль мезозойских отложений в строении Забайкалья, причем выявилось двоякое значение их, как комплексов, формирующих структуру области. Во-первых, они образуют здесь весьма оригинальный и посейчас еще не вполне строго определенный в генетическом плане структурный комплекс, который одни исследователи считают типичным геосинклинальным, другие – недоразвитым геосинклинальным, третьи же предполагают, что его аналогов нет ни среди геосинклинальных, ни среди платформенных образований. Этот ряд мезозойских структурных комплексов хорошо известен на примерах Восточного Забайкалья и областей, расположенных на территории СССР в верхней части течения Амура.

Во-вторых, может быть, несомненно, выделен и иной структурный комплекс, прекрасно выраженный в виде системы впадин, расчленяющих обширные поля, занятые докембрийскими толщами и, таким образом, наиболее наглядно представляющий тот тип структурных образований, который может рассматриваться и как след юных тектонических движений на древнем, докембрийском, темени Азии, о чем писал в свое время В. А. Обручев, и как результат внегеосинклинальной активизации, ревивации и других преобразований древних структур.

Работы по изучению мезозойских структур, таким образом, тоже требуют дальнейшего развития. Однако и здесь мы находимся в настоящее время на пределе возможностей решения возникающих проблем и будем на нем находиться и далее,

если не перейдем к совершенствованию методических приемов анализа геологических структур, а по-прежнему будем ограничиваться геолого-картографическими данными и общими дискуссиями.

Нет необходимости особо подчеркивать характерные черты Забайкалья как территории, для которой существенно важны в силу естественных условий проблемы тектонического районирования, а также исследование Байкальской рифтовой системы. Гетерогенность строения Забайкалья сейчас твердо установлена геолого-съемочными работами и, следовательно, проблема тектонического районирования этой территории непосредственно вытекает из особенностей ее строения. Общее же значение изучения рифтовой системы для понимания тектоники Забайкалья определяется, во-первых, расположением этой системы на западной окраине Забайкалья, а во-вторых, и это главное, тем, что данная система не только приобрела значение эталона внутриконтинентальных рифтовых зон, не входящих в состав мировой океанической системы рифтов, и поэтому заслуживает специального изучения, но она определенным образом, кроме того, преемственно в какой-то мере связана с мезозойскими впадинами Забайкалья.

В строении Забайкалья есть еще и такие черты, которые весьма типичны для него, но которые не привлекли еще необходимого внимания в плане развития тектонических исследований. Речь может идти в данном случае об исключительно широком распространении на территории Забайкалья разнообразных магматических, причем не только интрузивных, но и эффузивных пород. Структурные черты этих образований, занимающих обширные пространства в Забайкалье, совершенно еще не выяснены и представляют множество разнообразных загадок, отсутствие решения которых существенно затрудняет тектонические исследования. Широкое распространение этих образований затрудняет и разработку других проблем тектоники Забайкалья, в частности, проблему тектонического районирования. Вместе с тем обилие магматических комплексов в Забайкалье открывает широкие перспективы для изучения взаимосвязей тектоники с магматизмом и для выявления специфики тектонической структуры магматических тел. В исследовании тектоники Забайкалья появляется, таким образом, новая крупная проблема, однако ее разработка тоже нуждается в дальнейшем совершенствовании методических приемов исследования. Опираясь только на результаты геологического картирования, мы, по-видимому, не сможем достичь в этой области необходимых успехов.

Есть и еще одна характерная черта в строении Забайкалья, которая до сего времени не привлекала широкого внимания исследователей. Эта черта определяется существенным влиянием на распределение геологических образований различного рода разломов. В целом все мы, конечно, отдаем себе ясный отчет в отношении господствующей роли в Забайкалье именно разломной тектоники, определяющей размещение месторождений полезных ископаемых, связанных с миграцией материала из недр Земли. Следует тем не менее подчеркнуть совершенно недостаточный учет роли горизонтальных перемещений вдоль этих разломов, оказывающих огромное влияние на формирование структуры Забайкалья.

В связи с этим, может быть, будет уместно вспомнить о том, что именно для Забайкалья более 20 лет назад, совсем не в рамках ныне модной концепции плитной тектоники, а исходя их анализа конкретных структур, отмечалась важная роль крупных длительно развивающихся на протяжении ряда геологических эпох, от палеозоя до мела включительно, сигмоидальных изгибов, отчетливо наблюдающихся в плане строения Восточного Забайкалья. Образование в палеозое четко выраженной сигмоиды оказало здесь влияние на все последующее развитие области, вследствие чего коленообразный изгиб структур в Восточном Забайкалье наблюдается не только в палеозойских и мезозойских, но и в меловых структурных комплексах.

Образование такого типа сигмоиды могло осуществиться только благодаря перемещению крупных блоков земной коры в горизонтальном направлении, но не в виде шарьяжей, которые предполагались в концепции М. М. Тетяева, а в форме сдвигов, следовавших вдоль круто наклоненных или даже вертикальных граничных поверхностей. В частности, при образовании Агинской сигмоиды в Восточном Забайкалье сдвиговые перемещения происходили вдоль того давно известного

крупного разлома, который ограничивает с севера мезозойские складчатые структуры Восточного Забайкалья и который сейчас некоторые исследователи именуют Монголо-Охотским глубинным разломом. Кстати, вдоль этого разлома возможны перемещения, следующие горизонтальным поверхностям сместителя, что можно ожидать в отдельных участках зоны данного разлома, в частности в низовьях р. Онон.

Опираясь на более детальное изучение тектоники Забайкалья и выявление особенностей свойственных этой области разломов и их типизации, мы сможем в известной мере приблизиться к анализу тех проблем крупных горизонтальных перемещений, о которых говорят сейчас многие исследователи в связи с перспективами развития концепции, известной под названием "теории плит". Впрочем, Забайкалье может дать и критический материал в данном направлении, тем более что здесь уже имеется известный опыт неудачного построения псевдошарьяжных структур. Следует надеяться, что этот опыт будет учтен.

Методы исследования и практические задачи изучения тектоники

В итоге геологосъемочных работ послевоенного времени фронт тектонических проблем, затрагивающих главные черты строения Забайкалья, несколько расширился и обозначились некоторые новые, ранее не столь очевидные важные проблемы, такие, как проблемы структуры магматических комплексов, а также проблемы сдвиговой и разломной тектоники широкого плана. Что касается методов изучения геологических структур, то они в основном мало изменились, хотя детальность работ в целом резко увеличилась.

Никто не сомневается в том, что геологосъемочные работы и впредь будут служить по мере их детализации важнейшим средством изучения геологических структур и, следовательно, познания тектоники Забайкалья. Тем не менее становится все более очевидным, что дальнейшая разработка тектонических проблем должна обеспечиваться более разнообразными методическими средствами выяснения важнейших особенностей строения Забайкалья. Прежде всего мы нуждаемся сейчас в широком применении и использовании геофизических методов изучения глубинного строения Забайкалья, причем изучения не только сверхглубинного строения, устанавливаемого в самом общем виде методами ГСЗ, но и более конкретного исследования особенностей глубинного строения погруженных участков, скрытых под чехлом сравнительно молодых отложений. Речь может идти, в частности, о системе мезозойских и кайнозойских впадин, а также о выяснении действительной структуры тех объектов, которые мы называем сейчас массивами интрузивных пород, или об определении характерных черт строения вулканических полей и выявлении в их пределах кольцевых и кальдерообразных структур.

Важность такого рода исследований трудно переоценить потому, что сейчас выясняется совершенно очевидное влияние морфологии разнообразных интрузивных тел и вулканогенных комплексов на распределение полезных ископаемых как в региональном плане, так и в плане строения отдельных локальных геологических структур. Этого типа исследования приобретают, таким образом, особое значение в практическом отношении. Теоретическое же значение исследования глубинного строения полей, занятых на доступной нам поверхности земной коры различными магматическими комплексами, определяется тем, что в конечном итоге для правильного суждения о главных чертах строения Забайкалья мы должны знать, а не просто догадываться и предполагать или дискутировать по вопросу о том, залегают ли гранитоидные интрузии в виде пластин, имеющих подошву, или они образуют уходящие на глубину бездонные камеры.

Если удастся установить залегание этих гранитоидов и других магматических пород в виде пластин, то необходимо будет ясно определить – на чем же залегают эти пластины, т.е. каковы основные черты строения земных недр ниже подошвы подобного рода магматических пластин. Что в Забайкалье имеются подошвенные

интрузии, ясно показывают давнишние работы, проведенные, в частности, на юго-западном окончании Борщевочного хребта. Таким образом, проблема строения основания подошвенных интрузий в Забайкалье возникла уже давно, но сейчас она приобретает не только общетеоретическое, но и прикладное значение.

Следует ясно представлять себе, что привлечение геофизических методов к изучению Забайкалья должно опираться на разработку современной теории, неразрывно связанной с развитием математических методов исследования, создающих перспективы для привлечения ЭВМ и других автоматических средств для анализа и интерпретации получаемых геофизических данных. Таким образом, дальнейшее развитие и успех тектонических исследований и новых обобщений существенно зависят от того, насколько энергично мы будем изучать строение Забайкалья геофизическими методами и насколько применение этих методов будет тесно связано с использованием ЭВМ и других автоматических средств. Это, я полагаю, должно касаться не только сейсмических методов, в том числе ГСЗ, но и гравиметрических, магнитных и других геофизических методов исследования.

По-видимому, важную роль в развитии работ, направленных на изучение основных проблем тектоники Забайкалья, должно будет оказать также применение космических методов исследования земных ресурсов, о чем сравнительно недавно писал наш летчик-космонавт, Герой Советского Союза В. И. Севастьянов. Он подчеркивал, что космические снимки земной поверхности несут много новой геологической информации и что их анализ представляет новый самостоятельный метод исследования структуры земной коры. Для Забайкалья этот новый метод может оказаться особенно эффективным потому, что, вероятно, будет способствовать решению той самой трудной проблемы тектоники этой области, которая определяется обилием обширных полей, занятых магматическими породами, и может быть решена на основе применения новых методов исследования, не ограничиваемых только геологическими съемками.

Наряду с геологической съемкой, геофизическими исследованиями и анализом структуры на основе наблюдений из космоса или изучения материалов космических фотосъемок известную помощь в понимании основных проблем тектоники Забайкалья могут оказать также методы детального структурного анализа и экспериментальные исследования. Напомню, что именно для Забайкалья с его рифтовыми структурами байкальского типа впервые для обширных пространств Сибири был применен эксперимент, связанный с моделированием именно данного типа структур. Этот эксперимент позволил выяснить некоторые черты строения Байкальской рифтовой системы, ускользавшие от внимания при предшествующих исследованиях, и, таким образом, показал определенную перспективность этих еще явно недостаточно используемых методов исследования. В Улан-Удэ первые результаты приложения экспериментальной методики к изучению структуры области уже докладывались, поэтому нет сейчас необходимости повторяться.

Над перспективами применения новых методов исследования к изучению геологической структуры Забайкалья необходимо много еще размышлять и ставить определенную задачу совершенствования этих методов и в приложении к изучению тектоники докембрия и мезозоя, и к изучению других тектонических проблем, о которых уже говорилось.

Заключение

Сейчас для нас вполне очевидно, что намеченные еще В. А. Обручевым главные проблемы тектоники Забайкалья, в частности проблемы докембрийской и мезозойской тектоники, включая проблему юных движений на древнем темени Азии, ныне фигурирующей под названием проблемы ревивации, активизации и т.д., важны для разработки и сегодня. Столь же очевидно, что эти проблемы отнюдь не противоречат, а, наоборот, находятся в полном соответствии с проблемой изучения гетерогенного строения области, и соответственно с задачами ее тектонического районирования. Сохраняется в полной мере и приобретает даже международное значение проблема

дальнейшего изучения Байкальской рифтовой системы. Таким образом, все эти проблемы должны будут привлекать внимание всех исследователей, занятых изучением тектоники Забайкалья, а следовательно, и являться теми проблемами, разрабатывать которые призван, в частности, вновь организованный Геологический институт Бурятского филиала СО АН СССР.

Однако наряду с этими проблемами сейчас выдвигаются еще две проблемы, актуальность которых особенно очевидна в связи с задачами изучения закономерностей размещения полезных ископаемых и с развитием поисковых работ. Это – во-первых – проблема изучения глубинного строения полей, занятых магматическими комплексами, а также скрытых под чехлом молодых отложений, и вообще глубинной структуры Забайкалья, во-вторых – проблема изучения разломов, их типизация и выявление действительной их природы.

Успешная разработка всех этих проблем, в особенности тех, которые имеют прямое отношение к поискам месторождений полезных ископаемых и, следовательно, к развитию производительных сил Бурятской АССР и Читинской области, в огромной мере зависит от того, насколько эффективным будет внедрение новых методов изучения тектоники Забайкалья и прежде всего геофизических методов исследования. В связи с этим я хотел бы закончить свой доклад пожеланием новому Геологическому институту, впервые созданному в Бурятии, и его лаборатории геотектоники, возглавляемой Ц. О. Очировым, больших успехов в их благородной работе по изучению тектоники Забайкалья, как основы для рационального направления поисковых работ, способствующих развитию производительных сил республики.

В. П. АРСЕНТЬЕВ, П. М. ХРЕНОВ

ОСОБЕННОСТИ СТИЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОГО ГОРНО-СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (в пределах Бурятской АССР)

Горно-складчатое обрамление юга Сибирской платформы образовано сложной мозаикой элементарных тектонических форм, своеобразное сочетание и последовательность формирования которых являют собой неповторимый тектонический ансамбль. Специфика его гетерогенной внутренней структуры обусловлена эволюцией тектонических элементов двух самостоятельных типов – складчатых геосинклинальных зон и структур тектоно-магматической активизации континентальной коры при их тесном взаимодействии с древней (дорифейской) Сибирской платформой. Как это теперь вполне определенно выясняется, формирование тех и других были подчинено генеральным направлениям мегатрещиноватости, имеющим азимуты 30–40, 60–70, 290–300, 340, 0°. По этим направлениям ориентированы границы Сибирской платформы, региональная система глубинных разломов, складчатые структуры, плутонические и метаморфические пояса, вулканогены и тафрогены, а также соответствующие им линейные формы рельефа, аномальные зоны в физических полях (магнитных, гравитационных и др.) и в конечном счете рудные пояса и зоны.

В геосинклинальной истории Саяно-Байкальского пояса достаточно полно и аргументированно восстанавливаются байкальский (рифейский) раннекаледонский и герцинский геотектонические этапы. Фрагменты дорифейских структур позволяют предположить, что геосинклинальной системе байкалид предшествовали складчатые протогеосинклинальные сооружения на достаточно консолидированной, хотя и маломощной сиалической коре. Трудно пока судить о сплошности дорифейской сиалической коры на юге Сибири. Высказываемое в последнее время предположение о ее океанической природе в Муйском офиолитовом поясе, на наш взгляд, требует серьезных дополнительных исследований.

Развитие геосинклинальной системы байкалид протекало по довольно типичной схеме – расколы дорифейской сиалической коры привели к возникновению первичных "зеленокаменных" прогибов. К этому времени уже четко наметились по Восточно-Саянскому и Байкальскому швам границы южного выступа Сибирской платформы. Зеленокаменные прогибы заложились вдоль трасс глубинных разломов, кулисообразно примыкавших к этим краевым швам. В результате последующей инверсии первичных прогибов сформировались обращенные антиклинории – Байкало-Муйский, Окинский, возможно, Хамар-Дабанский и др. На крыльях поднятий в позднем рифее заложились вторичные геосинклинальные прогибы с преимущественно карбонатным составом осадков. Байкальский тектогенез завершился интенсивной линейной складчатостью; в обращенных антиклинориях широко проявились высокотемпературный метаморфизм и палингенное гранитообразование.

Байкальская стабилизация коры обусловила своеобразный стиль тектонического развития Саяно-Байкальского пояса в венде и кембрии. Это своеобразие заключается как в морфологии раннекаледонских структур и особенностях осадконакопления, так и в характере магматизма. Раннекаледонский тектогенез, начавшийся с вендского времени, проявился в активизации вертикальных движений вдоль сравнительно узких и разобщенных часто унаследованных ослабленных зон в консолидированном складчато-метаморфическом субстрате. Эти движения обусловили заложение асимметричных приразломных прогибов, которые на начальной стадии их развития можно отнести к категории межгорных, молассовых или вулканогенно-молассовых прогибов и рассматривать их в этом случае как орогенные эпигеосинклинальные структуры байкалид. Однако дальнейшее развитие этих прогибов в кембрии, их расширение и заполнение преимущественно карбонатными в северной части пояса и рифогенно-вулканогенными (кварц-кератофировыми и даже спилитовыми) образованиями на юге, последующие глыбово-складчатые дислокации и преобразование прогибов в грабен-синклинории позволяют говорить о самостоятельности венд-кембрийских тектонических процессов. По характеру и интенсивности вулканизма раннекаледонские структурно-формационные элементы Саяно-Байкальского пояса отличаются от типичных эвгеосинклинальных трогов Тувы и могут быть разделены на четыре типа: 1) муйско-холодненский – амагматичный; 2) боксон-сархойский – вулканиты, преимущественно среднего и кислого состава калиевого ряда; 3) Еравнинский – вулканиты, преимущественно среднего и кислого состава натриевого ряда; 4) джидинский – вулканиты, преимущественно среднего и основного состава натриевого ряда.

Важной особенностью раннекаледонского этапа развития пояса является то, что, несмотря на относительно слабую вулканическую деятельность периода седиментации, здесь широко проявился гранитоидный магматизм – раннепалеозойские батолиты Восточного Саяна и Западного Забайкалья охватывают площади в десятки тысяч километров. Орогенную завершенность раннекаледонской эпохе придали верхнекембрийские – ордовикские межгорные впадины – Богдаринская, Ямбуйская, Исташинская, Сагансайрская, Манская и другие, выполненные пестроцветной верхней молассой и комплексом лейкократовых гранитоидов. В раннепалеозойских объемных деформациях земной коры существенную роль играли горизонтальные движения, создавшие многочисленные сдвиги, надвиги и покровы на крыльях грабен-синклинорных структур. Горизонтальные напряжения, по-видимому, обусловили и сигмоидальную форму некоторых грабен-синклинориев, таких, как Еравнинский, Багдаринский, Боксон-Сархойский, Ухагольский и др. Отмеченные выше особенности позволяют рассматривать тектонический режим Саяно-Байкальского пояса в начале палеозоя как промежуточный между геосинклинальным и орогенным; ранее он определен нами, как геоантиклинальный (В. Г. Беличенко, П. М. Хренов, 1965 г.; В. П. Арсентьев, 1965 г.).

Геоантиклинальное развитие Саяно-Байкальского пояса в его юго-восточной части, ограниченной с севера Селенгино-Каларским, а с юга Чикой-Ингодинским структурными швами (бассейны рек Джиды, Селенги, Турки, Уды, Зазы и Хилка), продолжалось и в средне-позднепалеозойское время. В пределах герцинской геоантиклинали в среднем палеозое заложились незначительные по размерам локальные

приразломные прогибы. К ним были приурочены центры наземных излияний кислых лав калиевого ряда, которые позднее (по-видимому, в пермо-карбоне) перекрылись лавами основного состава. Подобная контрастность вулканизма свойственна многим орогенным областям. Для рассматриваемой геоантиклинали характерно широкое развитие преимущественно калиевых гранитоидов, образующих значительные по площади, но сравнительно плоские магматические тела, что отличает их от раннекаледонских батолитов (данные гравиметрических исследований П. А. Попова). Сравнительный анализ этих гранитоидов недавно проведен Б. А. Литвиновским и А. Н. Занвилевич (1968 г.).

Западно-Забайкальская геоантиклиналь расположена между герцинскими структурами Центрального Забайкалья и пограничным с платформой вулкано-плутоническим поясом, образуя с ними латеральный ряд самостоятельных средне-верхнепалеозойских тектонических элементов юга Восточной Сибири. Следует обратить внимание, что раннекаледонские и герцинские внутригеоантиклинальные прогибы наследовали ослабленные зоны, возникшие в предшествующие геотектонические этапы, и в отличие от рифейских первичных геосинклинальных структур не испытали инверсии.

Таким образом, геосинклинальные процессы в пределах Саяно-Байкальского пояса, постепенно затухая как по простиранию, так и латерально, дискретно продолжались на протяжении нескольких геотектонических эпох. Для каждой из них были характерны свои структурно-формационные элементы, которые в целом объединяются общей тенденцией к сокращению участков прогибания, затуханию инициального вулканизма при все возрастающей роли сиалического магмообразования и повышении щелочности магм, а в конечном счете к постепенному увеличению мощности и консолидации гранитно-метаморфического слоя земной коры. Иными словами, растянутость и своеобразная полициклическая направленность периода геосинклинального развития – одна из важнейших особенностей тектонической эволюции Саяно-Байкальского пояса. Как показали исследования П. И. Шамеса (1973 г.), подобная полицикличность и значительная растянутость переходного периода от карельского тектогенеза к платформенному состоянию были свойственны также и краевым тектоническим структурам эпирифейской Сибирской платформы, в частности ее краевому поднятию в Присаянье.

Переходя далее к особенностям структур, созданных тектоно-магматической активизацией континентальной коры, нам представляется возможным и целесообразным сокращенно назвать их "аккорогенными". Подчеркнем, что этот термин принимается лишь как условная, но, на наш взгляд, удобная для изложения аббревиатура.

Взаимообусловленность и взаимосвязи аккорогенных структур с геосинклинальными, геоантиклинальными или эпигеосинклинальными и эпигеоантиклинальными элементами исключительно сложны и во многом еще не расшифрованы. Сравнительная новизна проблемы изучения структур активизации, их большое разнообразие, широкий возрастной диапазон и чрезвычайно высокая рудоносность заставляют обращать особое внимание на эту не геосинклинальную и не платформенную, а самостоятельную пространственно-временну́ю геотектоническую категорию.

Наиболее древним структурным элементом этого типа является Прибайкальский краевой вулканический пояс, заложившийся в среднепротерозойское время вдоль восточного фаса Ангарского выступа Сибирской платформы, по зоне краевого шва. Пояс выражен сравнительно узкой (20–80 км), но протягивающейся более чем на 1500 км приразломной грабен-синклинорной структурой, сложенной вулканогенно-молассовыми образованиями, вмещающими массивы гранитоидов, комагматичных вулканитам. Магматические породы в пределах пояса образуют андезит-дацит-липаритовую, диорит-гранит-гранодиоритовую и диабаз-порфиритовую вулкано-плутонические ассоциации. Значительная мощность осадочно-вулканогенных образований и вместе с тем их континентальный и прибрежно-мелководный фациальный облик, обилие гранитоидов, интенсивный катаклаз и сопровождающие его метасоматические изменения пород свидетельствуют о высокой активности тектонических процессов, обусловивших формирование Прибайкальского пояса. Его самостоятель-

ность по отношению к структурно-формационным элементам предшествующих и последующих геотектонических этапов подчеркивается автономностью внутренней структуры и магматизма.

Значительные площади Саяно-Байкальского пояса были охвачены процессами активизации в среднем и позднем палеозое. Тектоно-магматической переработке подвергались складчатые структуры раннекаледонской, байкальской и дорифейской консолидации.

В Восточном Саяне аккорогенные структурно-формационные элементы этого периода выделены благодаря исследованиям И. В. Лучицкого, П. М. Хренова, И. В. Гордиенко, Л. С. Волкова и др. В Западном Забайкалье существенный вклад в их изучение внесли работы Г. В. Андреева, А. Я. Жидкова и др.

Аккорогенез контролировался зонами долгоживущих глубинных разломов, оперяющих краевые швы, и непосредственно краевыми швами. В Восточном Саяне наиболее интенсивные тектоно-магматические процессы были локализованы в участке сочленения Кандатского и Окинского глубинных разломов с Восточно-Саянским краевым швом (Средне-Окинская зона). Эта зона сформировалась в результате глыбовых обрушений, которые сопровождались магматической деятельностью, создавшей сложную трахилипарит-щелочно-гранитную вулкано-плутоническую ассоциацию. К западу установлена двухъярусность аккорогенных впадин (И. В. Лучицкий, 1960 г.), при этом в нижнем (предживетском) ярусе, наряду с терригенным комплексом и вулканитами кислого состава, широко распространены трахибазальты. Верхний ярус сложен красноцветными молассами, карбонатными, кремнисто-терригенными и угленосными отложениями. В средне-позднепалеозойских поднятиях Восточного Саяна магматические образования представлены интрузиями щелочных ультрабазитов, щелочных гранитов и сиенитов, четко приуроченных к узлам сочленения субширотных западно-северо-западных и субмеридиональных северно-северо-западных разломов.

Среднепалеозойская активизация в Западном Забайкалье наиболее отчетливо проявилась вдоль Тыя-Левомамского глубинного разлома северо-восточного простирания, вмещающего зонально-кольцевые и трещинные интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов преимущественно миаскитового ряда (А. Я. Жидков, 1962 г.; Г. В. Андреев, 1972 г.). Эти интрузии залегают в узлах пересечения Тыя-Левомамского разлома с поперечными (северо-западными) ослабленными зонами, интервал между которыми составляет 50–55 км. Следует обратить внимание на то, что в Западном Забайкалье этот или кратный ему интервал характерен для всей системы разломов северо-западного простирания.

К явлениям активизации континентальной коры, но не автономной, а обусловленной герцинским тектогенезом, т.е. отраженной или резонансной, по-видимому, можно отнести и формирование малых гранитоидных, щелочно-сиенитовых и щелочно-габброидных интрузий в зоне Селенгино-Каларского структурного шва, ограничивающего с севера герцинскую геоантиклиналь.

Исключительно большое значение в структурной, магматической и металлогенической эволюции земной коры Саяно-Байкальского складчатого пояса имел мезозойский тектогенез, наиболее ярко в своей необычности проявившийся в Западном Забайкалье. В истории геотектоники трудно найти примеры, когда бы одни и те же тектонические элементы получили столько наименований, сколько предложено для мезозойских континентальных структур. Это структуры "аркогенеза" (Е. В. Павловский, 1948 г.) и "ревивации"(М. С. Нагибина, 1962 г.), "эпигонали" (Ю. В. Комаров и П. М. Хренов, 1962 г.), структуры "автономной активизации" (А. Д. Щеглов, 1965 г.), "дейтероорогенные" (К. В. Боголепов, 1968 г.) и т.д. Эти термины при всем их разнообразии объединяются общими представлениями о связи мезозойских континентальных структур юга Восточной Сибири с процессами тектоно-магматической активизации континентальной консолидированной коры.

Мезозойские аккорогенные структуры Саяно-Байкальского складчатого пояса сформировались в два этапа, образуя нижний вулкано-плутонический и верхний вулкано-молассовый ярусы. Их важной особенностью является эволюционная направленность магматизма от преимущественно кислого в нижнем ярусе к

трахибазальтовому в верхнем. На первом этапе (поздняя пермь – ранняя юра) в условиях дифференцированных воздыманий, охвативших обширные площади Западного Забайкалья между Селенгино-Каларским и Чикой-Ингодинским структурными швами, интенсивно проявились магматические процессы, создавшие базальт-липарит-габбро-диорит-гранитную и трахилипарит-щелочногранитную вулкано-плутонические ассоциации. Пространственное размещение вулканитов и комагматичных им гранитоидов позволяет выделить в пределах Западно-Забайкальской вулкано-плутонической области Селенгино-Витимский и Орхоно-Тамирский вулканогены, линзовидная форма и кулисообразное положение которых свидетельствуют о значительной роли в раннемезозойском тектогенезе Забайкалья тангенциальных напряжений.

В начальную стадию второго этапа (ранняя – средняя юра) после непродолжительной тектонической паузы в Западном Забайкалье сформировалась система сводов и впадин субширотного восточно-северо-восточного простирания. К последним тяготеют поля трахибазальтов, перекрытые угленосными молассами. Юрская активизация тектонических движений преимущественно положительного знака охватывает и раму Западно-Забайкальской вулкано-плутонической области, т.е. всю территорию Саяно-Байкальского пояса и южную часть Иркутского амфитеатра, где также проявился интенсивный, но амагматичный глыбовый тектогенез. Его важной особенностью является формирование аркогенных надвигов и крутых сбросов.

В позднеюрскую – раннемеловую стадию второго этапа мезозойской активизации интенсивность и контрастность тектонических движений ослабевают в раме, но сохраняются и даже усиливаются на территории Западно-Забайкальской области. Для этой стадии характерно образование одно- или двухшарнирных межгорных впадин – грабенов, получивших в литературе название "впадин забайкальского типа" (Н.А. Флоренсов, 1960 г.). Они, как и их юрские предшественницы, выполнены трахибазальтами и угленосными молассами, но имеют кроме унаследованной субширотной еще и северо-северо-восточную ориентировку (Гусиноозерская, Беклемишевская, Читинская и другие впадины). Очевидно, при анализе пространственного размещения впадин и ограничивающих их разломов надо выделять не линейные (Ц. О. Очиров и др.), а ромбовидно-мозаичные системы, возникшие в результате объемных деформаций земной коры при участии вертикальных и горизонтальных напряжений. Последние проявились в сдвиговых нарушениях трех главных направлений: СВ – 20–30, 60–70° (левосторонние) и СЗ – 315–320° (правосторонние). При этом левосторонние сдвиги представляли зоны растяжения, а правосторонние – сжатия. Достаточно обстоятельная изученность мезозойских структур и магматизма Западного Забайкалья, наибольшая полнота и законченность проявившихся здесь процессов активизации континентальной коры позволяют рассматривать Западно-Забайкальскую вулкано-плутоническую область в качестве тектонотипа аккорогенных областей.

К явлениям активизации, безусловно, относится и кайнозойский рифтогенез юга Восточной Сибири, который проявился в линейной системе байкальских рифтовых структур, образующих гигантскую двойную дугу и протягивающихся на 2500 км от северо-западной Монголии до южной Якутии. Обилие публикаций по Байкальской рифтовой зоне позволяет нам ограничиваться ее общей характеристикой, данной Н. А. Флоренсовым (1968 г.). Под рифтовыми зонами он понимает крупные линейно построенные тектонические зоны, все главные элементы которых (рифтовые долины, грабены, впадины байкальского типа), выраженные в рельефе и приуроченные к континентальным сводовым поднятиям, подводным океаническим валам типа Срединного Атлантического, кинематогенам Л. Кинга и иным подобным структурам, обусловлены растяжением, а не сжатием земной коры. Для Байкальской рифтовой зоны, по Н. А. Флоренсову, характерны морфологическая выразительность, интенсивный трахибазальтовый вулканизм, значительная аномальность физических полей, высокая сейсмичность и другие признаки неотектонической активности наряду со сложной дорифтовой историей Прибайкалья и сложной дорифтовой структурой. Надо заметить, что активного взаимодействия подкорового вещества с корой, а точнее с ее верхней сиалической оболочкой, в кайнозое не состоялось.

В этом, по-видимому, основное отличие кайнозойской активизации от мезозойской, палеозойской и среднепротерозойской, т.е. отличие рифтогенеза от аккорогенеза. В известной мере можно установить сходство рифтогенеза лишь с позднемезозойскими тектоно-магматическими процессами Западного Забайкалья.

В развитии представлений об активизации наиболее дискуссионной является проблема ее автономности, унаследованности или сопряженности с геосинклинальными процессами. В настоящее время эта проблема вряд ли может быть решена однозначно. Пока можно уверенно констатировать лишь то, что геосинклинальные, аккорогенные (и рифтогенные) процессы в пределах определенных сегментов земной коры протекали синхронно, подчиняясь общей геотектонической цикличности. Волновая миграция мезозойского и кайнозойского тектогенеза (Ю. В. Комаров, 1972 г.; В. П. Солоненко и др., 1966 г.) с запада на восток усложняет, но не опровергает эту закономерность.

В заключение отметим, что все разнообразие рассмотренных выше процессов, по-видимому, можно представить как результат реакции латерально неоднородной коры на физико-химические преобразования, дискретно происходящие в верхней мантии, с непременным учетом влияния на эти процессы космических факторов.

Эволюция структуры Саяно-Байкальского пояса во времени имеет строго определенную направленность и в общем виде выражена довольно типичной последовательностью структурных состояний: нуклеарное → линейно-складчатое → глыбово-складчатое → сводово-глыбовое → рифтогенное. Стиль тектонического развития пояса определяется полициклическим своеобразием геосинклинальных процессов, неоднократным проявлением внегеосинклинального тектогенеза и многомерностью объемных деформаций коры, а следовательно, и чрезвычайно сложными сочетаниями вертикальных и латеральных рядов осадочных, метаморфических, магматических и рудных формаций. Дальнейшее изучение этих особенностей, очевидно, даст новые критерии прогноза месторождений полезных ископаемых и приведет к повышению эффективности геологопоисковых работ на территории юга Восточной Сибири. Оно может быть успешным лишь при комплексном использовании современных методов исследований совместными усилиями научных и производственных геологических организаций.

Ц. О. ОЧИРОВ

О СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ В СРЕДИННО-АЗИАТСКОМ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ

Складчато-глыбовая область Забайкалья в аспекте ее структурного положения в зоне намечаемого нами Срединно-Азиатского трансконтинентального подвижного пояса рассматривается по-существу впервые, если не считать наше сообщение и публикацию по этому вопросу в материалах к X сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. В настоящей статье мы лишь кратко остановимся на некоторых менее освещенных, на взгляд автора, общих особенностях подвижных поясов и, в частности, Срединно-Азиатского, так как прямые или косвенные сведения о подвижных поясах в достаточном количестве имеются в опубликованных работах.

Вместе с тем при рассмотрении структурного положения Забайкалья выявилась необходимость подчеркнуть то обстоятельство, что в геологической литературе существуют весьма различные взгляды и суждения о природе не столько подвижных поясов, сколько геосинклинальных складчатых областей.

О подвижных поясах можно найти сведения, почти всегда связанные с рассмотрением геосинклинальных областей или геосинклиналей, где они характеризуются, за

некоторым исключением, как вполне сопоставимые в пространственном и временном отношении структурные элементы высшего ранга (Белоусов, 1954; Лабазин, 1963; и др.).

Несколько иную точку зрения высказывают Ю. М. Шейнманн (1959), В. Е. Хаин (1960; Хаин, Шейнманн, 1960), которые в качестве подвижного пояса рассматривают весьма крупную структуру земной коры, включающую несколько геосинклинальных областей. Ю. М. Шейнманн подчеркивает, что геосинклинали ранних циклов развития подвижного пояса занимают всю или почти всю площадь последнего, а геосинклинали последующих циклов – более ограниченные пространства и располагаются все более разобщенно.

Каждая геосинклиналь представляет собой лишь небольшую часть подвижного пояса. По мнению В. Е. Хаина (1960), подвижные пояса включают геосинклинальные пояса – окраинно-материковые и внутриматериковые, а также геоантиклинальные пояса, впоследствии названные им и А. Л. Яншиным (1965) эпиплатформенными орогенными поясами.

На примере Средней Азии В. А. Николаевым (1953) очень подробно рассматриваются подвижные пояса и составляющие их геосинклинальные области с расчленением на структурные элементы первого и второго порядков. Им выделяются срединные массивы и периферические геоантиклинали первого типа, геосинклинальные прогибы первого порядка, поздние геосинклинальные прогибы второго порядка и т.д.

Геосинклинальные области, геосинклинали, геоантиклинали и другие связанные с ними структурные элементы всесторонне рассмотрены в работах А. Д. Архангельского и др. (1937), Н. С. Шатского (1946), А. В. Пейве, В. М. Синицына (1950), В. А. Кузнецова (1952), Л. И. Красного (1961), А. Л. Яншина (1965; Тектоника Евразии, 1966), Ю. А. Косыгина (1969), А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова и др. (1972) и других исследователей. В ряде работ (Смирнов, 1959; Кузнецов, 1960; и др.) высказываются представления о полициклическом развитии подвижных поясов земной коры, что является вполне правдоподобным и доказательным на примере многих геосинклинальных областей.

В нашем представлении подвижные пояса занимают огромные и относительно протяженные пространства в определенных зонах земной коры; в их состав входят, вероятно, не одна, а серии геосинклинальных складчатых областей. Они занимают, как правило, межплатформенное положение, что, несомненно, имеет определяющее значение в развитии подвижных поясов. Последние проходят длительный и сложный путь развития, испытывают, по-видимому, не только собственно геосинклинальные или орогенные, но и эпигеосинклинальные и, возможно, даже кратковременно устанавливающиеся платформенные условия развития. В одних и тех же зонах подвижного пояса или с некоторым смещением в пространстве могут возникнуть условия для развития следующего цикла геосинклинали или "вторичной геосинклинали" (Пейве, Синицын, 1950) и формирования связанных с ней структурных форм. Подвижный пояс относительно всегда подвижен, существует длительное время, что легко определяется одним его положением между стабильными областями – платформами, в том числе древнейшими. Геосинклинали и подвижный пояс в целом, по-видимому, не закладываются на платформах, что в свое время было подчеркнуто В. В. Белоусовым (1954), хотя и могут быть случаи захвата краевых частей платформ геосинклиналями. Геосинклинали развиваются с определенной пространственной и временной последовательностью в одних и тех же зонах подвижного пояса. Но подвижность пояса не всегда может быть связана только с чисто геосинклинальной стадией тектогенеза, но и в немалой степени – с орогенной, эпигеосинклинальной и иными стадиями развития. Кроме того, подвижный пояс может пережить, как отмечает Ю. М. Шейнманн (1958), не один геосинклинальный цикл. При этом не обязательно, чтобы в подвижном поясе присутствовали геосинклинали всех циклов. В пределах конкретных зон подвижных поясов геосинклинальные циклы или могут следовать один за другим, или разделены различными промежутками времени. Иными словами, подвижный пояс в своем развитии не ограничивается циклом одной геосинклинали. В такой же мере

правомерны случаи, когда в одних зонах пояса завершается геосинклинальный цикл, а в других только начинается, что может свидетельствовать о наличии пространственно-временно́го скольжения и миграции в развитии подвижного пояса.

Геосинклинальные области, входящие в состав подвижного пояса, обладают различными пространственными и временны́ми, количественными и качественными характеристиками, выражающимися в направленности и необратимости тех процессов и явлений, имевших место в ранних циклах тектогенеза в последующих этапах геологического развития.

Проблема необратимости и направленности геосинклинальных или иных циклов развития земной коры достаточно широко рассмотрена и сформулирована в работах А. Л. Яншина (Тектоника Евразии, 1966), В. А. Николаева (1953) и других исследователей, взглядов которых придерживается и автор.

Каждая геосинклинальная область при наличии многих общих черт имеет свои только ей присущие характерные особенности, обладает неповторимым своеобразием геологического развития и внутреннего строения. Это можно видеть на примере многих геосинклинальных складчатых областей Срединно-Азиатского трансконтинентального подвижного пояса, в том числе и Забайкалья.

Не будет преувеличением сказать, что Забайкалье неповторимо своеобразно как по географическому положению, так и по особенностям геологического развития. Оно обращает на себя внимание уже тем, что находится во внутренней части крупнейшего на нашей планете Азиатского континента и является составной частью его главнейших горно-глыбовых сооружений. В геологическом плане Забайкалье представляет собой сложно построенную складчато-глыбовую область в зоне выделяемого нами Срединно-Азиатского трансконтинентального подвижного пояса, прошедшую весьма своеобразный и многоэтапный путь тектонического развития.

В современном виде Срединно-Азиатский подвижный пояс, в том числе и Забайкалье, характеризуется междуплатформенным и внутриматериковым положением, тогда как целый ряд других складчатых сооружений, например в Северной, Южной Америке, Австралии и в других частях земного шара, приурочен к границам материков и океанов. Ближайшие к Срединно-Азиатскому поясу геологические структуры относятся к двум различным праматерикам: Гондване и Лавразии. Прибайкальско-Забайкальская часть пояса ограничена в основном глыбами Северного праматерика: с севера и северо-запада – Ангарской плитой и Алданским щитом, с юга и юго-востока – Северо-Китайской и Таримской платформами. При этом комплекс изгибающихся разломно-складчатых структур Тетиса, зажатых между Ангарской и Таримской платформами, относится к "самой грандиозной виргации" на земном шаре, а в зоне разветвлений и пересечений структур изменяются типичные черты, а также возраст изгибающихся геосинклинальных систем. Переход линейных структур от "атлантических" к "тихоокеанским" простираниям сопровождается сильным скучиванием сиалических масс, изменением мощности коры и образованием многочисленных узлов, участков и зон мозаично-блокового строения.

Накопившиеся к настоящему времени геолого-геофизические материалы всесторонне характеризуют стиль развития и тип структуры разновозрастных складчато-глыбовых областей, принадлежащих к Срединно-Азиатскому трансконтинентальному подвижному поясу и расположенных между крупнейшими платформенными областями Азии. Эти складчато-глыбовые области закономерно сменяют друг друга, располагаясь преимущественно кулисообразно, и простираются в преобладающем северо-восточном, субширотном и местами северо-западном направлении, начиная с высокогорных областей Передней и Средней Азии и кончая сложным переплетением структур Центральной и Северо-Восточной Азии. К ним относятся такие складчато-глыбовые горные системы, как Гиндукуш, Памир, Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Тарбагатай, Алтай, Саяны, Забайкалье, Верхоянье и Приохотье. Закономерно располагаясь в пространстве, они контролируются сложной системой глубинных и региональных разломов различных простираний, в своей совокупности образующих единую непрерывную сквозьматериковую сетку, что позволяет нам наряду с другими признаками выделить крупную сквозную ослабленную зону Азиатского континента – Срединно-Азиатскую трансконтинентальную систему глубинных раз-

ломов-линеаментов в понимании Г. Штилле (1964). В целом Срединно-Азиатский трансконтинентальный подвижный пояс, равно как система одноименных глубинных разломов, имеют независимо от различных внутренних или частных отклонений отчетливо выраженную пространственную конфигурацию, имеющую общее северо-восточное направление.

Своеобразие развития Срединно-Азиатской трансконтинентальной системы крупнейших глубинных разломов и ограниченных ими стабильных мегаблоков земной коры предопределило характер и последовательность формирования, а также особенности тектонического строения складчато-глыбовых подвижных областей Внутренней Азии, полициклически развивавшихся в сфере их влияния.

Несомненно, что исключительно сложное тектоническое строение Забайкалья, как и других складчато-глыбовых областей пояса, обусловлено и предопределено многократно проявившейся активностью разновозрастных глубинных разломов, составляющих региональные элементы Срединно-Азиатской трансконтинентальной системы линеаментов. Крупнейшие глубинные разломы, которые по своим масштабам могут быть отнесены к категории линеаментов, служат границами – шовными зонами между отдельными складчатыми системами и относительно стабильными платформенными областями, расположенными по их северной, северо-западной, южной и юго-восточной окраинам. В развитии этих разнотипных крупных структур разделяющие их шовные зоны играют определяющую роль.

Геосинклинальные складчатые области внутри Срединно-Азиатской системы линеаментов являются сложно построенными геологическими сооружениями, состоящими из разновозрастных складчато-глыбовых структур, почти без исключения осложненных как наложенными, так и унаследованными впадинами и прогибами, сформированными в течение их геологического развития. Неодинаковы по своему внутреннему строению и окружающие их платформы. Среди них имеются плиты, щиты и другие структурные формы. Со складчатыми областями платформы взаимодействуют через краевые структуры и глубинные разломы.

По ограничивающим глубинным разломам – краевым швам, являющимся по своей генетической значимости главными сдвиговыми и структурообразующими зонами, происходят, как стало выясняться, чаще всего горизонтальные перемещения крупных структур в ранге платформ, щитов, геосинклиналей и в меньшей мере – вертикальные движения. Этими процессами предопределяются формирование и развитие разнообразных категорий складчато-глыбовых структур подвижных областей. Последние, в свою очередь, оказывают влияние на соприкасающиеся с ними сравнительно стабильные платформенные области.

Горизонтальные движения крупнейших мегаблоков земной коры обусловливаются скорее всего внешними космическими силами а подчиненные вертикальные – внутрипланетарными источниками энергии и проявляются сравнительно локально, чем первые, в пределах, вероятно, не более одной геологической структуры.

Общее преобладающее простирание Срединно-Азиатской трансконтинентальной системы линеаментов, как уже говорилось, северо-восточное, но среди отдельных составляющих ее элементов имеются северо-западное, субмеридиональное, субширотное и другие направления. В зонах Прибайкалья и Забайкалья крупные глубинные разломы – шовные зоны имеют преимущественно северо-восточное простирание. В процессе развития определенных циклов тектогенеза по этим глубинным разломам происходили значительные горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры, которые, в свою очередь, порождали вертикальные и иные движения в более ограниченном масштабе. Таким образом, формирование разновозрастных складчато-глыбовых структур Забайкалья происходило в условиях сочетания вертикальных и горизонтальных напряжений. Последние в значительной степени обусловлены субмеридиональным, временами субширотным давлением со стороны Сибирской платформы, которая в то же время служила упором для активного складчатого обрамления. В этом заключается главная сдвиговая и структурообразующая роль крупнейших глубинных разломов – составных частей Срединно-Азиатской трансконтинентальной системы линеаментов.

К югу от Сибирской платформы главные структуры саянского направления поворачивают на восток и затем изгибаются к северо-востоку, приобретая все более северо-восточную или близкую к меридиональной ориентировку. Геосинклинальные системы рассматриваемой области, как и других частей подвижного пояса, разбиты продольными, поперечными и диагональными разломами. Это легко можно видеть на примере Западного Забайкалья и особенно горной системы Хамар-Дабана и смежных с ней мезозойских впадин Прибайкалья, где широко представлены разломы северо-восточного, северо-западного и других направлений (Флоренсов, 1960; Очиров, 1961, 1964, 1966, 1969; Очиров и др., 1965). Разломы широко проявлены здесь также и в неоген-четвертичное и новейшее время (Сейсмотектоника, 1968). Края граничащих с геосинклинальными структурами относительно стабильных блоков также раздроблены разновозрастными дизъюнктивами и насыщены телами гранитоидных образований. В процессе своего развития геосинклинали воздействовали посредством краевых разломов на кратоны и способствовали их тектонической подвижности. С другой стороны, сами геосинклинали приспосабливались к угловатым контурам древних платформенных глыб и следовали направлениям ограничивающих их разломов.

В пределах Забайкалья и сопредельных территорий установлен целый ряд крупных разломных структур, таких, как Саяно-Байкальская, Джида-Витимская, Монголо-Охотская и др. Будучи заложенными еще в архее и протерозое, эти разломы во многом предопределили направление и конфигурацию крупных блоков, структурных зон и особенностей геологического развития разделяемых ими разновозрастных складчато-глыбовых структур. Они являются сквозными для данной территории и, в свою очередь, образуют стержневую часть намечающейся крупной ослабленной зоны Азиатского материка – Срединно-Азиатской трансконтинентальной системы глубинных разломов. Эти крупные разломные системы совместно с дочерними разрывными нарушениями разбивают рассматриваемую территорию на множество разновеликих и различных по строению блоков.

В зонах крупных глубинных разломов, являющихся границами раздела между смежными платформами и забайкальскими геосинклиналями, существенно преобладали сдвиговые движения, вдоль менее крупных межблоковых и внутриблоковых разрывов также происходят горизонтальные и вертикальные перемещения. Сочетание разнопорядковых разломных структур и связанные с ними поля напряжений, порождающие их тектоническую активность, определяют геологическую значимость разрывных тектонических нарушений. Поэтому при изучении морфоструктурных особенностей разломов важно выяснение их генетических типов, имеющих решающее значение для восстановления полей напряжения, действующих неравномерно, отдельными вспышками на различных этапах развития разломов. Об этом свидетельствуют многие особенности развития разломов Забайкалья в пространстве и во времени, показывающие, что в течение продолжительных процессов тектогенеза они закономерно меняли свою генетическую и динамическую сущность.

Анализ знаков подвижек разломных структур показывает, что подвижки в пределах разломных структур не всегда возникали с одинаковой силой в одном и том же месте. Но во времени, от эпохи к эпохе, как правило, всегда сохранялось впервые заложенное направление разломов. В этом, по-видимому, проявляются определенные черты унаследованности в развитии забайкальских разломов.

Такие же черты унаследованности или различия характерны и для разнотипных смежных геоблоков земной коры.

В ходе длительного и неравнозначного процесса развития в различных точках или зонах земной коры и ее глубинах, включая, по-видимому, и верхнюю мантию, возникают относительно устойчивые, характерные только для данной точки уровни и в физико-химических и структурно-кристаллизационных преобразованиях вещества. Весьма характерны в этом отношении и резко различны в проявлениях как поверхностных, так и глубинных процессов крупнейшие геоблоки материковой коры – платформенные и геосинклинальные области. Одни и те же элементы, находящиеся в двух разнотипных геоблоках, имеют, как известно, резко различные качественные и количественные характеристики. В одних случаях, возможно,

происходит базификация земной коры, или создаются условия для возникновения магматических очагов и гранитизации, а в других – эти явления отсутствуют или проявляются умереннее; то же самое характерно и для радиоактивных и тепловых потоков. Четкие различия имеются также в скоростях движения и накопления химических элементов и в процессах литогенеза.

Наиболее активные процессы преобразования вещества в недрах характерны для геосинклинальных областей, которые обеспечивают полициклическую активность в тектоническом развитии подвижных высокопроницаемых поясов.

К таким полициклически активным необлокам относится Забайкалье, – составная часть Срединно-Азиатского подвижного пояса, с его сложно и прогресирующе расчлененным блоковым строением, где и ныне проявляются грандиознейшие тектонические движения, нередко доходящие до катастрофических землетрясений. С ним соседствует двугой тип геоблока – Сибирская платформа с ее спокойным тектоническим режимом. Эти разнотипные структуры существуют весьма длительное время. Надо полагать, что создавшие их силы и источники их энергии действуют также очень долго, в течение нескольких геологических эпох.

В пределах геосинклинальных областей Срединно-Азиатского подвижного пояса, в том числе в Забайкалье, практически не устанавливались типичные платформенные условия развития. Геологические образования, сформировавшиеся в различные эпохи тектогенеза, имеют весьма сложное строение. Древнейшие геосинклинальные бассейны закладывались в зонах впервые возникавших разломов и занимали обширные площади. Созданные в результате их развития геологические структуры на следующих этапах тектогенеза подвергались дальнейшему расчленению вновь появившимися или активизировавшимися разломами. На месте крупных докембрийских и палеозойских структур рождались сравнительно мелкие тектонические формы: своеобразные мезозойские и кайнозойские впадины – грабены, развивавшиеся в зонах разломов. Подвижность сохранялась практически во все эпохи геологического развития, хотя и менялись пространственные и временны́е соотношения разновозрастных структур.

Резюмируя сказанное, можно сделать следующее заключение.

1. Забайкалье как тектонически активная область является составной частью Срединно-Азиатского трансконтинентального подвижного пояса, имеющего исключительно сложную историю геологического развития, где геосинклинальный режим повсеместно закончился к концу палеозоя, но не прекратились интенсивные тектонические движения до наших дней.

2. Сложнопостроенная складчато-глыбовая структура Забайкалья, как и других подвижных областей пояса, сформировалась в результате длительного, многоэтапного и взаимообусловленного развития сложно переплетающихся сеток глубинных разломов, являющихся, в свою очередь, частью крупнейшей Срединно-Азиатской трансконтинентальной системы линеаментов.

3. Важнейшую роль в формировании и развитии геологических структур подвижного пояса, в том числе и Забайкалья, сыграли горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры, в связи с которыми возникали геодинамические напряжения и расколы, сопровождаемые как горизонтальными, так и вертикальными смещениями блоков более мелкого масштаба.

4. Главные особенности тектонической позиции структуры Забайкалья, как и смежных складчато-глыбовых областей Срединно-Азиатского трансконтинентального подвижного пояса, заключающиеся в его высокой проницаемости, подвижности и положении между сближенными между собой платформами, позволяют рассматривать Забайкалье как весьма благоприятный регион для исследования и разработки ряда важнейших теоретических и практических проблем, в первую очередь, выяснения природы горизонтальных и вертикальных перемещений блоков земной коры, особенностей сочленения разнородных ее сегментов, тектонических связей геосинклиналей и кратонов, структурно-генетических соотношений металлогенетических зон с различной специализацией. Особое внимание обращают на себя глубинные разломы, в пределах которых формируются разнообразные рудные месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пущаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.– Геотектоника, 1972, № 5.
Косыгин Ю. А. Тектоника. М., "Недра", 1969.
Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры.– Сов. геология, 1961, № 10.
Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.– Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.
Кузнецов В. А. Металлогеническое районирование Горного Алтая.– В сб. "Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт". Киев, 1960.
Лабазин Г. С. К вопросу о геологическом и металлогеническом развитии подвижных поясов земной коры. Материалы по общей и региональной тектонике.– Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, т. 85.
Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.– Изв. Ан. СССР, серия геол., 1953, № 2.
Очиров Ц. О. О разрывной тектонике Центральной Бурятии.– Труды Бурят. КНИИ СО АН СССР, 1961, вып. 7.
Очиров Ц. О. Геология Гусино-Иволгинской части Бурятии. Улан-Удэ, 1964.
Очиров Ц. О. Тектоника Бурятии.– Геотектоника, 1966, № 1.
Очиров Ц. О. Основные особенности и типы мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий.– Геотектоника, 1969, № 1.
Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.
Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.– Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука", 1968.
Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР.– Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях– Сов. геология, 1960, № 11.
Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.– Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатой структуры Азии.– Изв. вузов, геология и разведка, 1958, № 8.
Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.– Труды ВНИИ-1 (Магадан), геол., 1959, вып. 49.
Штилле Г. Избранные труды. М., "Мир", 1964.
Яншин А. Л. Геотектоническое строение Евразии.– Геотектоника, 1965, № 5.

Е. Н. АЛТУХОВ

О ПРИРОДЕ МОЗАИЧНОСТИ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА ЗАБАЙКАЛЬЯ

На современных тектонических картах структуры Забайкалья включаются в Байкальскую и Монголо-Охотскую складчатые области (Тектоника Евразии, 1966 и др.). В их составе при тектоническом районировании по времени стабилизации (независимо от способа его определения) принято выделять зоны карельской, байкальской (рифейской), салаирской, герцинской и мезозойской складчатостей, которым придается самостоятельное значение (Нагибина, 1963; Старченко, 1964; Арсентьев, 1965; Салоп, 1967; Клитин и др., 1971; и др.). Считается, что пространственно перечисленные складчатые сооружения образуют непрерывный ряд структур, последовательно сменяющих друг друга в юго-юго-восточном направлении и примыкающих своим внешним звеном к Сибирскому кратону. Тем самым

развитие структур Забайкалья рассматривается в соответствии с теорией разрастания древних ядер во времени, известной под названием теории аккреции.

Почти все исследователи признают полициклический стиль развития геосинклиналей Забайкалья, хотя для некоторых внутренних зон герцинид иногда указывают на "сквозное", моноциклическое развитие (Зоненшайн, 1972; и др.). Все эти, как и многие другие принципиальные вопросы тектоники Забайкалья, до настоящего времени обсуждаются в литературе. Пожалуй, бесспорным является лишь признание отчетливо выраженного блоково-мозаичного структурного плана этих регионов, входящих в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса со столь же свойственной ему мозаичной или петельчатой структурой. Эта специфическая черта тектоники Забайкалья и Прибайкалья привлекла к себе внимание уже первых исследователей Сибири (Эдельштейн, 1932; Чураков, 1932; Обручев, 1935; Усов, 1936; Кузнецов, 1952, 1954). Особое значение мозаичности структурного плана придает Н. С. Зайцев (1963, 1964 и др.). Происхождение последней он видит в синхронном распространении тектонических процессов в двух генеральных направлениях – северо-западном (восточносаянском) и северо-восточном (байкальском); интерференция этих процессов привела, по его мнению, к созданию ныне наблюдаемого структурного плана.

Новые данные по тектонике Забайкалья, Прибайкалья, Северной и Центральной Монголии корректируют представление об общей тектонической зональности Центрально-Азиатского пояса в целом и рассматриваемых регионов Забайкалья в частности. Согласно этим данным (Алтухов и др., 1968; Зоненшайн, 1971, 1972; Зайцев и др., 1969; и др.), мезозойские и герцинские геосинклинали выделяются здесь в существенно редуцированнном объеме и представляют собой единичные, регенерированные геосинклинали или моногеосинклинали, наложенные на древний складчатый фундамент. Последний одними исследователями трактуется каледонским (Зайцев и др., 1969; и др.), другими – протерозойско-рифейским, а каледонское структурообразование рассматривается аналогичным герцинскому и мезозойскому (Алтухов, Смирнов, Леонтьев, 1973; и др.). Однако независимо от трактовки каледонской тектонической истории и сформированных в течение этого цикла структур представление о мозаичности генерального плана сохраняется неизменным. Существенное значение для расшифровки природы этой мозаичности имеет выявление новых крупнейших структурных элементов – срединных массивов, в понимании А. Л. Яншина (1965). К их числу относятся Моклакано-Могочинский, Агинский, Баргузино-Витимский, Муйский, Гарганский (Волков, 1967; Алтухов, Смирнов, Леонтьев, 1973; и др.). Ряд более мелких и еще слабо изученных структур этого типа выделяется в зоне Станового хребта и в Восточном Забайкалье (Смирнов и др., 1970; и др.), а также в Кяхтинском районе Бурятии. Имеются основания предполагать наличие срединного массива на северо-востоке Монголии, на продолжении Агинского срединного массива Забайкалья, отделенного от последнего узкой полосой распространения древних, существенно вулканогенных образований, трассирующихся в Шилкинскую шовную зону восточного обрамления Агинской структуры (Алтухов, Смирнов, Леонтьев, 1973; и др.).

Каждый из выделяемых срединных массивов характеризуется специфической, индивидуальной историей тектонического развития, предопределяемой тектономагматическими процессами в обрамляющих их геосинклиналях. Иначе говоря, основные различия в истории развития этих структур запечатлены в специфических особенностях строения их оболочки или чехла. Например, Агинский срединный массив целиком перекрыт чехлом песчано-сланцевых отложений ононской рифейской свиты мощностью 2–3 км (Алтухов, Смирнов, 1971). По периферии массива, поверх чехла развиты орогенные впадины герцинской и мезозойской эпох формирования (дейтероорогенные, по К. В. Боголепову). В отличие от Агинского Баргузино-Витимский срединный массив был вовлечен в прогибание с конца нижнего протерозоя примерно до середины рифея и перекрыт чехлом терригенно-карбонатных отложений мощностью 3–4 км – сурумакитская, икатская, тилимская, янчуйская свиты и их аналоги (Алтухов, 1973); Гарганский массив частично перекрыт карбонатными и терригенными отложениями среднего протерозоя (иркутная свита

мощностью около 3 км. Обоснование выделения, характеристика строения и тектонической истории перечисленных срединных массивов содержатся в специальных работах (Волков, 1967; Алтухов, Смирнов, 1971; и др.). Отметим лишь, что, помимо разновозрастности базальных слоев чехлов срединных массивов, различаются они и степенью магматичности. Так, Агинский срединный массив практически стерилен в отношении проявлений домезозойского магматизма; Баргузино-Витимский "бронирован" разновозрастными гранитоидами, иногда объединяемыми в единый, крупнейший в мире ареал – плутон (Салоп, 1967; и др.). Значительной насыщенностью интрузивными образованиями характеризуется Гарганский, Моклакано-Могочинский, Муйский и другие срединные массивы.

Несмотря на индивидуальность тектонической истории, всем рассматриваемым срединным массивам присущи общие черты строения, позволяющие объединить эти структуры в единую категорию тектонических элементов. Такими чертами являются: 1) дискордантность по отношению к структурам обрамления; 2) автономность внутреннего структурного плана; 3) характерное двухэтажное строение (свойственное платформам), т.е. наличие фундамента (местами выведенного на поверхность во всех массивах, кроме Агинского) и чехла (на котором в последующую историю иногда развиваются орогенные структуры); 4) четко выраженный в магнитных и гравитационных полях сиалический фундамент; 5) заниженная мощность коры по сравнению с мощностью коры под обрамляющими структурами; 6) идиоморфная складчатость в чехле; 7) сокращенная мощность отложений чехла по сравнению с мощностью одновозрастных им отложений в зонах обрамления.

Все эти и другие индивидуальные признаки свидетельствуют о широком распространении среди древних складчатых сооружений Забайкалья крупнейших инородных тел – срединных массивов. В то же время всем массивам присуща замечательная особенность – общий стиль внутренней структуры, идентичный структуре фундамента Сибирской платформы. Это позволяет сделать вывод о былом существовании единой структурной системы, распавшейся и в разной степени переработанной в процессе протерозойско-рифейского тектонического цикла, а затем подвергшейся дальнейшей тектоно-магматической переработке в каледонскую, герцинскую и мезозойскую эпохи активизации[1]. Иначе говоря, выявленные срединные массивы – это реликты складчатой протосистемы. Они свидетельствуют о глыбовом строении догеосинклинального субстрата и наряду с особенностями строения сопряженных с ними структур позволяют говорить об асинхронности процесса заложения протерозойско-рифейской геосинклинальной системы (Алтухов, 1972).

Таким образом, блоково-мозаичный структурный план Забайкалья обусловлен глыбовым строением догеосинклинального фундамента, принадлежащего некогда к единому кратону, более крупному, чем современные контуры фундамента Сибирской платформы. На основании этого рассматриваемую протерозойско-рифейскую геосинклинальную систему мы именуем эпикратонной, по Ю. А. Косыгину и И. В. Лучицкому (1961), хотя она отличается от тектонотипа эпикратонных геосинклиналей рядом эвгеосинклинальных качеств (Алтухов, 1973).

Важным аргументом в пользу вывода о широком распространении континентальной коры в основании протерозойско-рифейских геосинклиналей Забайкалья (как и всей Саяно-Байкальской системы) служит присутствие экзотических обломков в протяженной полосе выходов мраморов нижнепротерозойской, по А. Д. Смирнову (Смирнов и др., 1967), ольхонской серии на западном берегу оз. Байкал. Среди этих обломков помимо пород глубинного происхождения (фемического состава) в большом количестве встречаются биотитовые гнейсы, гранитоиды и другие сиалические породы, беспорядочно размещающиеся в карбонатном "цементе". Включающие эти обломки мраморы ольхонской серии наблюдались на значительном протяжении от местечка Шида до пос. Черноруд. Их детальное изучение произведено

---

[1] Под активизацией понимаются процессы переработки или усложнения структур платформ, а также складчатых сооружений (рекуррентных орогенов), сформированных в итоге развития первичных геосинклиналей. Ареной распространения процессов тектоно-магматической активизации всегда служит кора континентального типа.

А. А. Бухаровым. Инородность обломков в составе горизонтов мраморов не вызывает сомнений, поскольку их форма и ориентировка самая разнообразная, не согласующаяся с простиранием слоев вмещающей серии. Аналогичные образования наблюдались ранее А. Д. Смирновым (устное сообщение) в составе мраморов дербинской серии Восточного Саяна.

Все это, несомненно, свидетельствует о существовании архейской гранитизированной континентальной коры, блоки которой, вероятно, в виде островных гряд были выведены на поверхность в пространстве нижнепротерозойской геосинклинали. Один из элементов таких гряд, по-видимому, располагался к юго-востоку от Приморского сброса, на месте современной акватории Байкала, что следует из намечающегося уменьшения размеров обломков в северо-западном и западном направлениях.

Несмотря на блоково-мозаичный общий структурный план Забайкалья, главные его структурные элементы группируются в протяженные складчатые ветви: Западно-Забайкальскую и Монголо-Охотскую, разделенные зоной Монголо-Охотского шва. Возникновение складчатых ветвей и особенности формирования их структурных планов предопределены конфигурацией внешних контуров срединных массивов, выкроенных глубинными разломами из палеократона в процессе заложения и развития протерозойско-рифейской геосинклинальной системы. Отсюда естественно большое разнообразие структурных направлений, обусловленное виргацией складчатых сооружений вокруг более древних жестких блоков.

В этой связи представляют интерес данные новейших исследований Т. М. Гептнера, Ю. А. Морозова и В. В. Эза (1973), выделяющих дислокации нескольких планов генерации в ольхонской серии. Причину этой полиплановости дислокации они видят в проявлении циклов складчатости, с чем, однако, трудно согласиться, ибо наложение складчатостей устанавливается лишь в мелких структурах; главные же структурные элементы почему-то сохраняют единство плана, образованного по существу единым складчатым комплексом отложений протерозоя. В случае проявления циклов складчатости следовало бы ожидать прежде всего переработку главных структурных направлений.

Кажется более правдоподобным поэтому разноплановость ориентировки дислокаций высших порядков объяснять многоактным характером стрессовых напряжений, их виргацией и интерференцией в блоково-мозаичной среде. Факт наличия разноплановой складчатости, по-видимому, свидетельствует как раз не о самостоятельных циклах складчатости, а о фазах диасхизисов. Длительность процесса эволюции складчатых деформаций в протерозойско-рифейской геосинклинальной системе подчеркивается асинхронностью замыкания отдельных, частных ее зон, что следует из разновозрастности формаций поздних стадий развития геосинклинали (регрессивные карбонатные, углисто-терригенно-карбонатные, флишоидные) и разновозрастности магматических комплексов на площади отдельных зон (Алтухов, 1972).

Примечательно, что эпохи замыкания частных геосинклинальных зон Забайкалья совпадают во времени с рубежами диастрофизма планетарного масштаба (но не в смысле повсеместности, а в смысле синхронности проявления на значительных пространствах в пределах почти всех материков). Эти эпохи соответствуют балтийскому (2 млрд. лет), гудзонскому (1,6–1,7 млрд. лет), эльсонскому или готскому (1,4 млрд. лет) и гренвильскому (1–1,1 млрд. лет) диастрофизмам. Тектоно-магматические события, приуроченные к этим рубежам, в Забайкалье привели к формированию лишь зон ранней консолидации – складчатых геоантиклиналей в продолжавшей развиваться геосинклинальной системе, поскольку они не создали самостоятельных складчатых областей со свойственным им структурным планом, не сопровождались эпигеосинклинальным орогенезом и сопутствующим ему субсеквентным магматизмом. Наоборот, после предварительной консолидации они продолжали активно развиваться в составе единой динамичной геосинклинальной системы, преобразовавшейся в область завершенной складчатости лишь в рифее. Такое развитие протерозойско-рифейских геосинклиналей Забайкалья объясняет многообразие и разновозрастность проявлений магматизма, возникновение в различных зонах структурных несогласий на разных стратиграфических уровнях.

Начало эпигеосинклинального этапа развития фиксируется в Забайкалье формированием межгорных впадин – Бодайбинской и других (Булгатов, Красильников, 1968; Алтухов, 1972; и др.), краевого Северо-Байкальского вулканического пояса (Бухаров, 1973), краевого Байкало-Паромского прогиба (Булгатов, Красильников, 1968; и др.), широким распространением орогенного магматизма, достигшего в этом этапе развития своей кульминации (баргузинский и другие комплексы) и другими событиями.

Последующая история развития структур Забайкалья отличалась существенной дифференцированностью тектонических режимов, что отражало гетерогенность блокового субстрата. Особой тектонической контрастностью характеризовалась салаирская эпоха, когда одновременно сосуществовали платформенный (Байкальская горная область), геосинклинальный (регенерированные Джидинский и Уда-Витимский прогибы и Георгиевский внешний геосинклинальный прогиб) и орогенный (Монголо-Охотская область) режимы развития (Алтухов, Козлова, Морозов, 1973). Примечательна также унаследованность стиля развития протерозойско-рифейских складчатых структур и срединных массивов на протяжении всего фанерозойского времени. Это выражается в том, что на месте бывших мобильных зон геосинклиналей в каледонскую, герцинскую и мезозойскую эпохи происходили геосинклинальные регенерации, пространственно, однако, не совмещавшиеся друг с другом. Наоборот, протерозойско-рифейские геоантиклинали в фанерозое испытывали тенденции к восходящим движениям, причем многие геоантиклинали развивались по типу рекуррентных орогенов; на площади крупных срединных массивов, после платформенного этапа развития салаирской эпохи, господствовал либо "режим щита" (Баргузино-Витимский массив), либо орогенный режим в ослабленной форме (Агинский массив).

Таким образом, блоково-мозаичная инфраструктура Забайкалья сказалась на ходе всей тектонической истории региона, определив многие особенности строения его частных зон. При этом вся фанерозойская история носила принципиально однотипный характер; тектоно-магматические процессы этого времени, несмотря на многообразие форм их проявления, не переработали структурный план, созданный в итоге развития протерозойско-рифейских геосинклиналей. Консерватизм в развитии крупных структур исключает возможность предположения о существовании океанической коры к началу геосинклинального процесса в любой из зон Забайкалья. Возникавшие же в процессе обрушения и раздвигов континентальных блоков троговые (шовные) зоны часто насыщались мантийным веществом. Однако последнее резко отличается, по данным О. М. Глазунова и Ю. Н. Корнакова (1973) и других, геохимической специализацией и характерной направленностью эволюции глубинного магматизма в течение периода его становления от внешне сходных образований офиолитовых серий линейных геосинклинальных систем; особенности химизма ультрамафитов Забайкалья свидетельствуют о их формировании в условиях широкого распространения коры континентального типа.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е. Н. Основные черты развития протерозойско-рифейских эпикратонных геосинклиналей Центральной Азии.– Геология и геофизика, 1972, № 11.

Алтухов Е. Н. О новой разновидности эпикратонных геосинклиналей.– Геология и геофизика, 1973, № 3.

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Тектонические структуры южного обрамления Сибирской платформы.– В сб. "Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья и Прибайкалья", вып. 4. Чита, 1968.

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Об Агинской структуре Забайкалья.– Геотектоника, 1971, № 2.

Алтухов Е. Н., Козлова Т. К., Морозов Л. Н. О размещении щелочных пород в структурах Байкальской горной области.– Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 3.

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М., "Недра", 1973.

Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР.– В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 9. Улан-Удэ, 1965.

Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири.– Геология и геофизика, 1968, № 8.

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, "Наука", 1973.
Волков Л. С. Основные черты структуры и металлогении Окино-Китойского рудного района (Восточный Саян).– В сб. "Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления". Улан-Удэ, 1967.
Гептнер Т. М., Морозов Ю. А., Эз В. В. Наложенные складки в ольхонской серии Западного Прибайкалья.– Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 2.
Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления Сибирской платформы.– Геохимия, 1973, № 5.
Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид юга Сибири в среднем и верхнем палеозое.– Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.– В кн. "Складчатые пояса Евразии'. М., "Наука", 1964.
Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томуртогоо О., Лхасурен Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.– Геотектоника, 1969, N- 5.
Зоненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс. М., МГУ, 1971.
Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.– Труды НИЛ зарубежгеологии, 1972, вып. 26.
Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., "Наука", 1971.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ.– Геология и геофизика, 1961, № 10.
Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.– Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.– В кн. "Вопросы геологии Азии", т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Обручев В. А. Геология Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1935.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., "Недра", 1967.
Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. Б. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., "Наука", 1967.
Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.– В кн. "Тектоника Сибири", т. III.М., "Наука", 1970.
Старченко В. В. К стратиграфии Зачикойской песчано-сланцевой серии.– Зап. Заб. отд. ВГО СССР, вып. 23. Чита, 1964.
Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.
Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск. 1936..
Чураков А. Н. История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозойской эры до нижнесилурийской эпохи включительно.– Изв. АН СССР, отд. мат. и естест. наук., 1932, № 10.
Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилежащих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
Яншин А. Л. Проблемы срединных массивов.– Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5.

Ц. О. ОЧИРОВ, К. Б. БУЛНАЕВ, В. И. ТУРУНХАЕВ,
Ц. Ц. ЦЫРЕНДОРЖИЕВ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Исследования мезозойских континентальных структур Азии и связанных с ними более общих тектонических процессов относятся к числу проблем, чрезвычайно важных для познания строения и развития земной коры, для решения целого ряда принципиальных вопросов теоретической тектоники. Начало систематического изучения структур континентального ряда и ассоциирующих с ними магматических и рудных формаций показало, что тектоническое развитие континентальных областей было весьма своеобразным, не сопоставимым с развитием классических шельфовых областей (Косыгин, Лучицкий, 1962). Высокая активность тектонических движений в мезозое, проявившаяся в сугубо континентальных условиях, специфика сопро-

вождающих их явлений послужили для многих исследователей основанием для выделения особого типа структур, качественно отличающихся от геосинклинальных и платформенных (Нагибина, 1958, 1963; Масайтис, Старицкий, 1963; Комаров, Хренов, 1963, 1964; Хаин, 1964, 1965; Щеглов, 1965, 1968; Яншин, 1965, 1966; Боголепов, 1967; Комаров, 1972; и др.).

Актуальность изучения мезозойских континентальных структур, играющих большую роль в геологическом строении Забайкалья, определяется еще и тем, что оно имеет важное значение с точки зрения геологической практики. С мезозойскими структурами и магматическими комплексами региона связаны многие промышленные месторождения разнообразных полезных ископаемых.

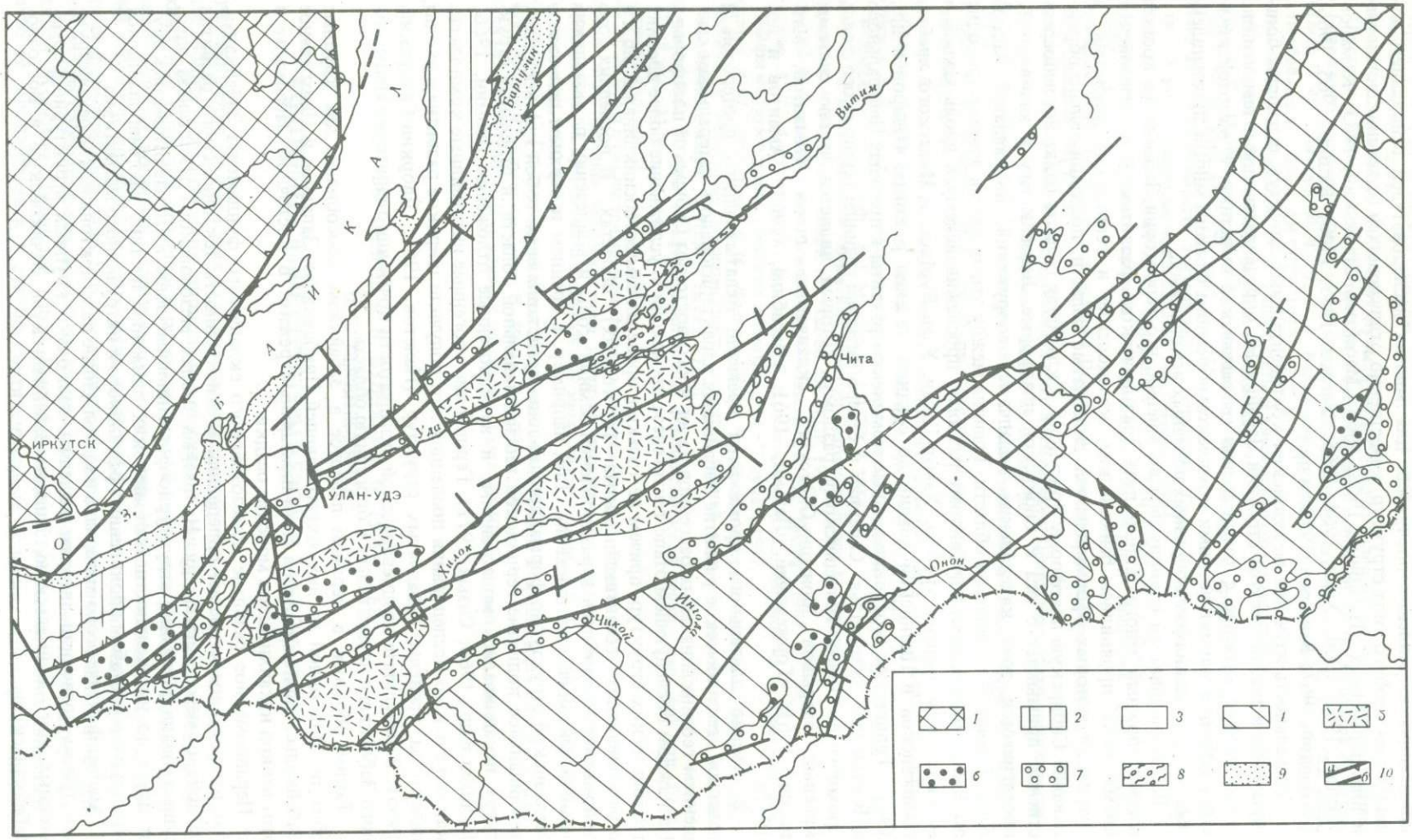
Все исследователи единодушны во мнении, что территория Забайкалья прошла весьма сложный многоэтапный путь тектонического развития. В домезозойское время здесь проявились байкальские, каледонские и герцинские движения, в результате которых сформировались складчатые области, последовательно обрамляющие Сибирскую платформу (рисунок). Складчатая область байкалид непосредственно примыкает с юга к Сибирской платформе. Далее к югу и юго-востоку протягивается зона каледонских складчатых сооружений, являющаяся частью Алтае-Саянской складчатой области. Граница между этими двумя зонами проходит по Джида-Витимскому глубинному разлому, прослеживающемуся вдоль южной и юго-восточной окраин хребтов Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и Икатского хребта, Ципиканской и Ципинской впадин до среднего течения р. Витим (Очиров и др., 1965). Герцинские геосинклинальные комплексы развиты в пределах Центрального и Восточного Забайкалья. Северная и северо-западная границы герцинского пояса проходят по Чикой-Ингодинскому разлому, который является частью системы краевых разрывов Монголо-Охотского складчатого пояса (Амантов, Матросов, 1961; Горжевский, Лазько, 1961; Нагибина, 1963; Амантов и др., 1967).

В течение длительного промежутка времени, охватывающего протерозой и палеозой, тектоническое развитие Забайкалья характеризовалось латеральным смещением геосинклинальных бассейнов на юг и юго-восток от Сибирской платформы. На каждом последующем этапе тектогенеза происходило усложнение более древних тектонических структур, причем не только в пределах самих геосинклиналей, но и в ограничивающих геоантиклинальных (орогенных) областях. В последних это усложнение выражалось в раздроблении земной коры и вовлечении разновеликих глыб в тектонические движения. Так, например, в среднем и верхнем палеозое в Мелханской структурно-формационной зоне, представляющей собой краевое геоантиклинальное поднятие герцинской геосинклинальной области, в отдельных структурах накапливались молассоидные и вулканогенные отложения (Фомин, 1966; Булнаев и др., 1968; Сизых, 1971). Герцинские орогенные интрузивные комплексы, как показывают исследования последних лет, получили широкое развитие и уходят далеко за пределы складчатых структур (Налетов, 1961; Дворкин-Самарский, 1965). В результате поздневарисской складчатости почти вся территория Центрального Забайкалья превратилась в орогенную область.

Таким образом, в верхнем палеозое в Забайкалье обособились две крупные области. Для одной из них, охватывающей Прибайкалье, Западное и Центральное Забайкалье, был характерен континентальный режим. В Восточном Забайкалье в этот период накапливались морские осадки.

Неравномерное развитие домезозойского складчатого фундамента Забайкалья, его гетерогенное строение определили и асинхронность тектонического развития региона в мезозойскую эру. На разных этапах мезозойского тектогенеза здесь существовали различные структурно-формационные зоны, которые отличались друг от друга по интенсивности тектонических движений, по типу сформировавшихся структур и масштабам проявления эффузивного и интрузивного магматизма.

Анализ фактического материала и выполненные палеотектонические реконструкции триаса позволили авторам выделить несколько крупных структурно-формационных зон – Байкальскую, Западно-Забайкальскую, Зачикойскую и Восточно-Забайкальскую.


Б А Й К А Л
Баргузин
Витим
Чита
ИРКУТСК
УЛАН-УДЭ
Уда
Хилок
Чикой
Ингода
Онон
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Байкальская зона охватывает главным образом складчатую область байкалид. В триасе она, по-видимому, представляла собой среднегорную страну, в пределах которой не создавались условия для осадконакопления и проявления магматизма. Возможно, что в этот период имело место оживление ранее заложенных разломов, сопровождавшееся трещинным магматизмом.

Западно-Забайкальская зона приурочена к зоне каледонской складчатости и характеризовалась в триасе интенсивными тектоническими движениями с образованием крупных приразломных прогибов и мощным проявлением наземного вулканизма и интрузивного магматизма.

Зачикойская структурно-формационная зона охватывает большую часть Центрального Забайкалья, за исключением ее юго-восточной части (бассейны р. Онон и ее притоков Кыры, Или, Акшы и др.). Северо-западная граница этой зоны проходит по Чикой-Ингодинскому разлому, а юго-восточная – по осевой части Даурского хребта и частью по ее юго-восточному склону. В пределах этой зоны не установлено осадочных отложений триаса. Очевидно, не было и магматической деятельности, хотя не исключена возможность того, что некоторые из интрузий, выделяемых в даурский интрузивный комплекс верхнего палеозоя, могут быть более молодыми – нижнемезозойскими.

Восточнее этой зоны располагался Восточно-Забайкальский прогиб, где в верхнем, возможно и в среднем триасе, существовал морской бассейн, в котором шло накопление мощных толщ осадочных пород.

В нижней и средней юре на рассматриваемой территории в основном существовали те же зоны, развивавшиеся в том же плане, что и в триасе. В Западно-Забайкальской зоне активность тектонических движений продолжала оставаться высокой. Здесь шло формирование крупных приразломных депрессий, в которых накапливались осадочные и вулканогенные образования березовской, харюлгитинской, удинской и ичетуйской свит. Такой же высокой тектонической активностью характеризовалась и Даурская зона, которая выделялась как орогенная область из состава Восточно-Забайкальской зоны в начале юрского периода. В этой зоне также происходило образование депрессионных структур, сопровождавшееся наземным вулканизмом и интрузивным магматизмом.

Менее активными в тектоническом отношении в этот период были Байкальская и Зачикойская зоны, хотя и здесь в ограниченных масштабах имели место блоковые движения участков земной коры по разломам и впадинообразование.

В Восточном Забайкалье, в его центральной части, в этот период продолжало существовать внутриконтинентальное море, с юга и востока обрамленное платообразными поднятиями. В этом прогибе накапливались морские и прибрежно-континентальные осадки, мощность которых достигала 2,5–3,0 км, а в отдельных местах – 6 км (Лучицкий, 1950; Мушников, 1961; Нагибина, 1963; Мушников и др., 1966; Соловьев, 1968).

В пределах поднятий, окружающих Восточно-Забайкальский прогиб, в это время довольно широко проявились дизъюнктивные дислокации. На отдельных поднятиях (Приаргунское) вдоль системы разломов северо-восточного простирания формировались сравнительно небольшие впадины, наложенные на палеозойское основание и выполненные маломощными континентальными отложениями нижней и средней юры.

В верхнеюрское и нижнемеловое время все ранее выделившиеся структурно-формационные зоны сохраняли свое структурное значение и продолжали дифференцированно развиваться каждая в своем плане. В Западно-Забайкальской области вдоль региональных разломов формировалась линейная система межгорных впадин,

---

Схема мезозойских континентальных структур Забайкалья

1 – южная окраина Сибирской платформы; *2* – область преимущественного развития байкалид; *3* – область преимущественного развития каледонид; *4* – область преимущественного развития герцинид. Континентальные структуры: *5* – триасовые приразломные и межразломные прогибы; *6* – юрские приразломные прогибы; *7* – верхнеюрско-нижнемеловые межгорные впадины; *8* – верхнемеловые впадины; *9* – впадины байкальского типа; *10* – глубинные (*а*) и региональные (*б*) разломы

наложенных на структуры триаса и юры. В некоторых из них в верхней юре шло накопление грубообломочных отложений и вулканогенных образований, а в нижнем мелу во впадинах отлагалась угленосная моласса.

В Восточном Забайкалье, отделявшемся от Западного Забайкалья Зачикойской и Даурской зонами, представлявшими в верхней юре и нижнем мелу единую область устойчивых поднятий, произошла смена тектонического режима. Существовавший здесь этап прогибания и накопления морских грубообломочных осадков сменился в верхней юре орогенным воздыманием, блоковыми движениями по разломам, сопровождавшимися наземным вулканизмом и проявлениями интрузивного магматизма. При этом в орогенное воздымание были вовлечены не только сам прогиб, но и окружавшие его поднятия. В нижнем мелу здесь продолжалось формирование приразломных впадин, выполненных континентальными осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями. Широкое развитие получили тектонические разломы.

В верхнемеловое время активность тектонических движений на территории Забайкалья существенно снизилась. В это время, по-видимому,формирование тектонических структур имело место лишь на локальных участках; грубообломочные отложения предположительно верхнемелового возраста имеют ограниченное распространение и устанавливаются только в пределах отдельных впадин нижнемелового возраста. Однако морфология выполняемых ими структур, амплитуда вертикальных тектонических движений еще недостаточно изучены и во многом остаются неясными.

Таким образом, тектоническое развитие Забайкалья характеризовалось большой неравномерностью по латерали. Уже в начале мезозоя на ее территории наметились структурно-формационные зоны, существенно различавшиеся по характеру и активности тектонических движений, типу и морфологии структур и по проявлению магматизма. Эти зоны сохраняли особенности своего развития и в последующие периоды мезозойского тектогенеза, хотя к концу мезозоя происходит определенное выравнивание геотектонических условий, выразившееся в общем орогенном воздымании территории региона, образовании близких по типу структур и в накоплении в них угленосных моласс.

Различия в геотектоническом развитии структурно-формационных зон обусловили неодновременное начало формирования в них континентальных структур. В Западно-Забайкальской зоне заложение приразломных прогибов началось в поздней перми – раннем триасе, в Байкальской, Зачикойской и Даурской зонах – в нижней и средней юре, а в Восточном Забайкалье континентальные структуры в основном были заложены в верхней юре.

Развитие мезозойских континентальных структур Забайкалья было неравномерным не только в пространстве, но и во времени. Активные тектонические движения в течение мезозоя неоднократно сменялись периодами относительного покоя и размыва ранее созданных сооружений.

Авторами выделяются четыре стадии активизации: триасовая, нижне-среднеюрская, верхнеюрско-нижнемеловая и верхнемеловая, которые отличались друг от друга различной интенсивностью тектонических движений, типом и размером формирующихся структур, условиями осадконакопления, масштабом и характером проявления магматизма.

В триасовую стадию, охватывающую отрезок времени от верхней перми до нижней юры, развитие континентальных структур происходило в Западно-Забайкальской зоне. Здесь в поздней перми – раннем триасе был заложен ряд приразломных структур – Малханской, Боргойской, Цаган-Хуртейской и Удино-Витимской, развитие которых происходило в течение всего триаса. Значительная переработка этих структур на последующих стадиях мезозойского тектогенеза и в кайнозое чрезвычайно затрудняет их реконструкцию. Очевидно, они представляли собой протяженные (в несколько сотен километров) прогибы шириной до 50 км. Опускание домезозойского фундамента в них было связано с блоковыми движениями по системе разломов северо-восточного простирания, многие из которых служили затем каналами для подъема магмы из глубин. Интенсивный наземный вулканизм, сопровождавший тектонические движения, привел к накоплению в

прогибах мощных вулканогенных толщ, компенсировавших прогибание дна в них. Сравнительно небольшая роль терригенных осадочных пород в строении толщ свидетельствует об отсутствии благоприятных условий для осадконакопления при формировании этих структур.

Исследования триасового вулканизма Западного Забайкалья показывают, что формирование приразломных прогибов происходило в две подстадии. В первую из них – верхняя пермь – средний триас – накапливались породы базальт-липаритовой формации мощностью до 4,5–5,0 км. Наземные излияния в среднем триасе завершились внедрением интрузий гранитоидов бичурского комплекса, обнаруживающих тесную пространственную связь и большое сходство петрохимических и геохимических особенностей с вулканитами.

В верхнем триасе и в начале нижней юры в приразломных прогибах накапливались породы трахилипаритовой формации, с которыми пространственно и парагенетически связаны гипабиссальные интрузии малокуналейского комплекса. Вулканогенные образования трахилипаритовой формации по сравнению с породами базальт-липаритовой формации характеризуются меньшей распространенностью; они занимают меньшие площади в пределах приразломных прогибов. Можно предполагать, что в среднем триасе отдельные части нижне-среднетриасовых структур были консолидированы и превратились в горные вулканические цепи.

С нижне-среднеюрской стадией активизации тектонических движений связано заложение и развитие вдоль зон разломов депрессионных структур, наложенных в Западно-Забайкальской зоне на триасовые вулканогенные прогибы, а в Даурской зоне – на структуры верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Как отмечалось выше, процессы впадинообразования в ограниченных масштабах имели место и в Байкальской и в Зачикойской зонах. Структуры, образовавшиеся на этой стадии, характеризовались несколько меньшими размерами по сравнению с триасовыми. Длина их составляет 80–100 км, ширина – до 30 км. Они различаются по характеру наполнения; в одних случаях они выполнены преимущественно вулканогенными образованиями (Мало-Хамар-Дабанский прогиб), в других случаях – терригенными осадочными отложениями, в третьих случаях – устанавливается наличие как осадочных, так и вулканогенных пород (Тугнуйская впадина). Устанавливаются также существенные различия и в составе продуктов наземного вулканизма. В юго-западной части региона основная масса вулканитов представлена породами трахибазальтового состава, а на некоторых участках южной окраины Витимского плоскогорья и в Даурской зоне преобладают вулканогенные образования среднего и кислого состава. По-видимому, эти различия определяются различным тектоническим режимом этих районов в предшествующие стадии тектогенеза. В большинстве случаев формирование нижне-среднеюрских структур характеризовалось большой контрастностью блоковых движений фундамента по разломам, что обусловило накопление в них мощных (несколько сотен метров) толщ грубообломочных пород. Однако в структурах вулканогенного наполнения тектонические движения, вероятно, были не столь резко дифференцированы, о чем свидетельствуют сравнительно небольшие мощности конгломератов в основном вулканогенных толщ в Мало-Хамар-Дабанской структуре и в Даурской зоне.

В верхнеюрско-нижнемеловую стадию в Забайкалье формировались системы наложенных межгорных впадин, выполненных породами трахибазальтовой формации верхней юры и угленосными молассами нижнего мела, причем процессы континентального впадинообразования охватили не только Западно-Забайкальскую, но и Восточно-Забайкальскую зоны. В Западном Забайкалье структуры этой стадии тектогенеза наложены на структуры мезозоя и палеозоя и приурочены к зонам глубинных и региональных разломов, образуя узкие и протяженные зоны северо-восточного направления. Здесь выделяются Джида-Витимская, Тугнуй-Кондинская, Хилокская и Чикой-Ингодинская системы межгорных впадин. Формирование этих структур началось с накопления в верхней юре грубообломочных пород и излияния эффузивов трахибазальтового состава. Вулканизм этой стадии тектогенеза по своим масштабам и активности значительно уступал наземному вулканизму предшествовавших этапов, причем он проявился главным образом в структурах, наложенных на

приразломные структуры триаса и нижней, средней юры, выполненных вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Следует отметить, что в направлении с юго-запада на северо-восток устанавливается постепенное омоложение в проявлении вулканической деятельности. По данным В. М. Скобло, вулканиты, распространенные во впадинах юга Витимского плоскогорья, имеют нижнемеловой возраст. Судя по распространению верхнеюрских вулканогенных пород в современном структурном плане, выполненные ими структуры характеризовались несколько бо́льшими размерами по сравнению с нижнемеловыми впадинами, что также характерно и для предшествующих стадий развития.

По своей морфологии верхнеюрско-нижнемеловые структуры Западного Забайкалья классифицируются на нормальные и односторонние грабены. В нормальных грабенах устанавливается не всегда одинаковая активность ограничивающих разломов, что нередко обусловливает их асимметричное внутреннее строение. Вблизи более активного разлома, по которому происходит большее опускание, увеличивается мощность осадочных пород. В односторонних грабенах осадочная толща имеет общее моноклинальное залегание в сторону борта, ограниченного активным разломом.

Внутреннее строение впадин осложняется более мелкими структурами. В их пределах обычно выделяется несколько мульдообразных структур, разделенных поперечными поднятиями, на которых мощность осадочных пород резко уменьшается. Эти поднятия представляют собой приподнятые блоки фундамента, ограниченные разломами северо-западного и субмеридионального направления.

В Восточно-Забайкальской зоне континентальные верхнеюрско-нижнемеловые структуры формировались не только на поднятиях, окружающих Центральный прогиб, но и в пределах последнего. Впадины выполнены субщелочными вулканитами базальт-андезит-базальтового ряда (Шталь и др., 1968) и угленосными отложениями. В отличие от Западного Забайкалья здесь, по данным М. С. Нагибиной (1963), выделяется несколько морфологических типов структур: приразломные мульды, выполненные юрскими вулканогенно-осадочными отложениями, межгорные впадины типа грабенов и грабен-синклиналей и широкие плоские изометричные прогибы, наложенные на складчатые отложения палеозоя и нижнего мезозоя.

Формирование первых из них связано с разломами северо-восточного простирания. Наиболее крупная мульда – Александрово-Заводская – имеет длину 45 км и ширину 10 км. Она приурочена к крупному Александрово-Заводскому разлому, ограничивающему ее с юго-востока и служившему зоной проникновения вулканических излияний, заполнивших мульду. Внутреннее строение мульды асимметричное; наибольшая мощность устанавливается на ее юго-восточном крыле. В северо-западной части структуры верхнеюрские вулканиты несогласно налегают на грубообломочные отложения средней юры и падают на юго-восток под углом 15–25°. Аналогичное строение, но значительно меньшие размеры имеют другие приразломные мульды верхнеюрского возраста.

Грабены и грабен-синклинали описываемого района имеют однотипное строение с верхнеюрско-нижнемеловыми структурами Западного Забайкалья. Формирование их связано с системами разломов северо-восточного, реже меридионального простирания.

К числу широких изометричных прогибов относится впадина Торейских озер, несколько вытянутая в меридиональном направлении и выполненная маломощными и слабо дислоцированными озерными отложениями нижнего мела. В отличие от других структур в заложении и развитии этого прогиба не устанавливается отчетливой связи с тектоническими движениями по разломам. Однако это еще не означает полного отсутствия разломов или их связи с развитием прогиба. Завуалированность каких-либо признаков разрыва в современном рельефе скорее всего свидетельствует о слабости проявленных здесь тектонических движений в более поздние эпохи, что характерно и для соседней территории Восточной Монголии.

Верхнемеловая стадия тектонической активизации в Забайкалье проявилась значительно слабее. В последние годы исследованиями В. М. Скобло, О. О. Козлова (1969), Л. В. Дехтяревой (1971) и других нижнемеловые породы, представленные пестроцветными аллювиально-озерными осадками, установлены на юге Витимского плоскогорья. О структурной перестройке к началу верхнего мела здесь свидетель-

ствует тот факт, что верхнемеловая континентальная моласса залегает на нижнемеловой резко несогласно и с мощной корой выветривания в основании. В других районах Забайкалья верхнемеловые отложения устанавливаются лишь предположительно. Все они приурочены к нижнемеловым межгорным впадинам.

Из изложенного нетрудно заметить, что мезозойский тектогенез Забайкалья, происходивший на фоне общего воздымания области, носил в основном глыбовый характер. Формировавшиеся при этом континентальные тектонические структуры теснейшим образом связаны с развитием крупных разломов земной коры. Триасовые и ранне-среднеюрские структуры представляют собой приразломные прогибы. Верхнемезозойские впадины, развивавшиеся непосредственно в зонах разломов, представлены различными грабенами и грабен-синклиналями, а разделяющие их поднятия – горстами.

На территории Забайкалья в настоящее время установлено большое количество разрывных нарушений различных порядков и направлений. По отношению к складчатым структурам домезозойского основания среди них различаются продольные и поперечные разломы. По длительности развития, глубине заложения и роли в геологической структуре разломы подразделяются на глубинные, региональные и локальные.

В формировании мезозойской структуры определяющую роль играли глубинные и региональные разломы древнего заложения и длительного развития. Локальные же разломы, среди которых имеются как продольные, так и поперечные, вызывая более дробное расчленение структур, усложняют их внутреннее строение. Глубинные и региональные разломы сыграли также огромную роль в проявлении мезозойского внегеосинклинального магматизма, в размещении месторождений различных полезных ископаемых.

Таким образом, формирование и развитие континентальных структур Забайкалья в мезозое было обусловлено оживлением древних и заложением новых разломов и дифференцированным движением по ним блоков кристаллического фундамента, которые в разных частях региона и на разных стадиях мезозойского тектогенеза происходили с различной интенсивностью. Уже в начале мезозойской эры на территории Забайкалья выделился ряд структурно-формационных зон, отличавшихся друг от друга амплитудой тектонических движений, типом сформировавшихся структур и условиями седиментации. Особенно резкими эти различия были в триасе; в юрское время они продолжали еще сохраняться. Начиная с верхней юры территория Забайкалья, несмотря на некоторые различия формационного состава пород в разных ее частях, представляла единую структурную область – активно развивающийся континентальный свод.

В целом, мезозойские структуры Забайкалья, по нашему мнению, определены тектоническими движениями, охватившими центральную и восточную часть Азиатского континента, а особенности тектонического развития отдельных районов были обусловлены гетерогенностью складчатого фундамента, их различной тектонической подвижностью, унаследованной с палеозоя.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.– Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 58.

Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления.– Геология и геофизика, 1967, № 6.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.

Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Очиров Ц. О., Турунхаев В. И. Очерк тектоники и истории геологического развития Малханской структурно-фациальной зоны. Материалы по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий.– Труды отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, 1968, вып. 1 (9).

Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский разлом.– Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 5.

Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.

Дехтярева Л. В. Позднемеловая активизация на юге Витимского плоскогорья.– В кн. "Мезозойский тектогенез". Труды VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971.
Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. М., "Наука", 1972.
Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии. – Докл. АН СССР, 1963, т. 151, №4.
Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных структур Восточной Азии.– В кн. "Складчатые пояса Евразии". М., "Наука", 1964.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.– В кн. "Тектоника Сибири", т. 1. Новосибирск, 1962.
Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.– Петрография СССР, серия 1, вып. 12. М., Изд-во АН СССР, 1950.
Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. Материалы по общей и региональной тектонике.– Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, т. 85.
Мушников А. Ф. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья.– В кн. "Тезисы докладов к совещанию по разработке стратиграфических схем Забайкалья '. Чита, 1961.
Мушников А. Ф., Анашкина К. К., Олексив Б. И. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья.– В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области", вып. 2. М., "Недра", 1966.
Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.– Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, т. 33, вып. 3.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.
Сизых В. И. Геологическое строение Хилок-Чикойского междуречья. Материалы по геологии Центрального и Западного Забайкалья.– Зап.-Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР, вып. 55. Чита, 1971.
Скобло В. М., Козлов Ю. П. О верхнемеловых отложениях Еравнинской впадины.– В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 12. Улан-Удэ, 1969.
Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск, "Наука", 1968.
Фомин И. Н. Особенности геологического развития Малханской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1966.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. – Сов. геология, 1965, № 7.
Шталь Н. В., Козубова Л. А., Павлова В. В. и др. Забайкалье.– В кн. "Геологическое строение СССР", т. 3. Магматизм. М., "Недра", 1968.
Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья.– В кн. "Рудные формации Сибири и Дальнего Востока". М., "Наука", 1965.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра", 1968.
Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.– В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.
Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.– Геотектоника, 1966, № 5.

С. М. ЗАМАРАЕВ, А. М. МАЗУКАБЗОВ, Е. П. ВАСИЛЬЕВ,
А. И. СЕЗЬКО

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ДОКЕМБРИИ И НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Анализ истории развития древней структуры Восточной Сибири приводит к необходимости различать здесь две основные структуры – Сибирскую платформу и Саяно-Байкальский складчатый пояс. Как широко известно, становление Сибирской платформы и Саяно-Байкальской протогеосинклинали началось в архее путем обрушения катархейской (шарыжалгайской) складчатой системы, сформированной на месте первичной геосинклинали.

Сибирский кратон стал с этого времени ядром роста Азиатского континента, который периодически обрастал все новыми и новыми складчатыми зонами. В такой роли он выступал до тех пор, пока не был спаян герцинской складчатостью воедино с Восточно-Европейской платформой. В мезозое и кайнозое этот структурно гетерогенный континент противостоял уже как единое целое океанам и окраинным геосинклиналям, но в то же время активно развивалась его внутренняя структура.

В докембрии и нижнем палеозое Сибири проявились большие циклы, которые по ряду признаков могут быть объединены в следующие мегациклы: шарыжалгайский, слюдянско-дербинский, байкальский и фанерозойский. Возрастные рубежи между ними соответствуют примерно изохронам 3000, 1900 и 600 млн. лет.

Проглядывается некоторая эволюция стиля деформаций земной коры во времени. В шарыжалгайское время в деформациях осадочной оболочки господствовала "овоидная" тектоника, сопровождавшаяся глубоким метаморфизмом, достигавшим гранулитовой фации. Для слюдянско-дербинского и байкальского мегациклов наиболее характерна линейная складчатость, сопровождавшаяся метаморфизмом амфиболитовой, а иногда и гранулитовой фации. Фанерозойскому циклу присуща преимущественно складчато-глыбовая тектоника и метаморфизм низких ступеней. Весьма важным рубежом в геологической истории Восточной Сибири явилось начало слюдянского времени, когда произошел скачок в динамике развития структуры Земли – переход от "овоидной" тектоники к линейной.

Вряд ли есть необходимость доказывать сибирским геологам, что Саяно-Байкальский складчатый пояс является весьма гетерогенным сооружением, состоящим из большого числа разновозрастных складчатых зон, осложненных к тому же многими наложенными впадинами и прогибами, сформированными в течение определенных тектонических циклов. Сложной является и структура Сибирской платформы, на которой развивались щиты, плиты и краевые системы.

Пространственное распределение крупнейших структур Сибирской платформы и складчатого пояса было подчинено определенным закономерностям. Главная особенность ее заключается в том, что в роли пограничных между платформой и геосинклиналями постоянно выступали краевые спускания первых и краевые геоантиклинальные поднятия вторых. Между этими сопряженными структурами проходят краевые швы и краевые вулканические пояса. Помимо этого краевые опускания платформ нередко отделены от плит краевыми валами. Такая закономерность характерна и для других континентов.

Интересные выводы получены при кинематической интерпретации тектонической структуры Восточной Сибири. Деформация древнейшего в Сибири шарыжалгайского комплекса протекала путем диапирического внедрения гранитизированных масс, приведших к становлению куполов. Однако и тогда имело место некоторое горизонтальное сжатие толщ, направленное субширотно.

В слюдянское (бирюсинское) время в истории развития тектонической структуры Восточной Сибири проявились глобальные горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры. При этом кратон перемещался в сторону Саяно-Байкальской геосинклинальной области, а отдельные его блоки один относительно другого. Прибайкальской ветвью краевого шва, вторгавшейся далеко на северо-восток в тело кратона, и Окино-Вихоревским разломом кратон был разделен на три крупных блока: Алданский, Ангарский и Присаянский. Первые два смещались на юго-запад, а Присаянский на запад-юго-запад.

Сказанное выше о характере перемещения блоков Сибирского кратона и роли развиваемой ими кинетической энергии на деформацию как геосинклинальных бассейнов, так и краев самих движущихся блоков вытекает из специально проведенного структурного анализа зон сочленения кратона и складчатой области. Показательны в этом отношении кинематика складчатости бирюсинской, слюдянской, ольхонской и укучиктинской толщ. Столь же красноречива кинематика деформаций, наложенных в эпоху слюдянской складчатости на Мангатгольский, Шарыжалгайский и Алданский краевые выступы фундамента Сибирской платформы. Сходным образом проявлялись горизонтальные движения и в последующие эпохи.

Несмотря на то что основной эффект горизонтального смещения имел место в геосинклинальных бассейнах, краевой шов и другие региональные разломы, расположенные внутри уже консолидированной земной коры, не утрачивали своей активности. Благодаря этому эффузивно-осадочные толщи в краевой системе платформы деформировались в условиях косого поддвига кратона под складчатую систему.

Следует обратить внимание, что докембрийские метаморфические комплексы складчатого Саяно-Байкальского пояса метаморфизованы при высоких давлениях. При высоких давлениях сформированы также диафториты, развитые по гранитоидам Прибайкальского и Присаянского плутоно-вулканических поясов.

Для понимания природы глубинных процессов, обусловивших развитие структуры земной коры Восточной Сибири, важное значение имеет сопряженность краевых систем Сибирской платформы с краевыми геоантиклинальными поднятиями геосинклиналей. Длительное, периодически повторяющееся воздымание орогенных зон может быть объяснено периодическим появлением в верхней мантии слоя частичного плавления и его миграцией вверх с прогреванием земной коры. Следует признать и неизбежность перемещения глубинного материала в горизонтальном направлении – из-под краев кратона в сторону орогенов. Поэтому краевые опускания и представляются в качестве компенсационных структур оседания. Подобные движения носили локальный характер. Но наряду с ними проявлялись и более общие движения, одновременно охватывавшие все тектонические области Восточной Сибири. Они имели колебательный характер. Именно ими обусловлена вся цикличность развития тектонической структуры Восточной Сибири. Исходя из соподчиненности площадей, охватываемых частными движениями к территории, подверженной общим колебаниям, можно полагать, что природа последних может быть более глубинной и во всяком случае общей для всего континента.

Можно констатировать, что в развитии структуры земной коры Сибири важную роль играли вертикальные движения – частные и общие колебательные, обусловленные эндогенными факторами. Роль этих движений общепризнана, но, как выясняется, одними ими нельзя объяснить некоторые геологические процессы.

Это относится к механизму образования линейной геосинклинальной складчатости, к зонам линейных деформаций в краевом шве Сибирской платформы и других глубинных разломах. Это относится также и к фациям метаморфизма высоких давлений. Для их возникновения необходимо воздействие горизонтальных сил сжатия.

Изучение механизма линейной складчатости разновозрастных геосинклинальных образований Восточной Сибири приводит к выводу о том, что горизонтальные силы, создавшие эту складчатость, не могли возникнуть в связи с процессами, происходившими в самих геосинклиналях. Ничто не указывает и на то, что они были трансформированы из вертикальных движений. Вряд ли кто сможет усомниться в том, что зоны смятия, ориентированные вдоль глубинных разломов, в частности вдоль краевого шва Сибирской платформы, созданы в основном за счет горизонтального взаимодействия Сибирской платформы, и складчатой области юга Сибири. Таково происхождение наложенных деформаций в Шарыжалгайском выступе, в Приморском комплексе гранитов, в Даванской зоне, на южном фасе Алданского щита.

Наблюдаемые линейные деформации геосинклиналей, краев кратона и орогенов были возможны, как показал кинематический анализ, только вследствие давления со стороны Сибирской платформы. Аналогичные выводы были получены П. М. Хреновым (1971) в результате тектонического моделирования при допущении активного воздействия на складчатую систему жесткого блока (платформы). Структурные соотношения последней с Саяно-Байкальским складчатым поясом и разновозрастными складчатыми зонами внутри последнего свидетельствуют о том, что Сибирская платформа периодически пододвигалась под складчатый пояс. При этом поддвиг обычно сочетался с левосторонними сдвиговыми смещениями. Подобная кинематическая картина характерна для всего южного отрезка периметра Сибирской платформы, от Охотского моря до Енисея. По мере обрастания платформы

складчатыми зонами, в частности в результате докембрийских складчатостей, аналогичное движение испытывал уже весь гетерогенный континент, консолидировавшийся вокруг кратона.

Развитие структуры земной коры Восточной Сибири не являет собой примера постоянного воздействия каких-либо одних сил – вертикальных или горизонтальных. Напротив, здесь имело место постоянное чередование тех и других, и всегда в строгой последовательности. Каждый тектонический цикл начинался обычно с более или менее активных вертикальных движений, формировавших седиментационные бассейны и приводивших к глубокой денудации орогенов. Затем, при достижении глубоко погруженными бассейнами, а также зонами глубинных разломов определенной динамической зрелости имело место их поперечное горизонтальное сдавливание, обусловливавшее интенсивную деформацию слоистых и массивных пород.

За фазой сжатия в большинстве тектонических циклов следовало общее поднятие и становление орогенных зон, нередко осложненных наложенными прогибами. Многие циклы завершались эпохами относительного покоя, когда прекращались или затухали вертикальные дифференцированные движения земной коры. Мы не рассматриваем здесь природу сил, обусловливавших горизонтальные смещения крупных блоков литосферы. Однако полагаем, что они имеют космическое происхождение.

Хаст (Hast, 1967) и П.Н. Кропоткин (1970), анализируя горное давление скальных пород в естественном залегании различных регионов Земли, отметили, что в земной коре, помимо напряжений, обусловленных весом вышележащих толщ, скальные породы уже на небольшой глубине и даже в приповерхностных условиях находятся под действием сильных сжимающих усилий, ориентированных горизонтально. Это избыточное дополнительное сжатие возрастает с 180 км/см^2 у поверхности до 600 кг/см^2 на глубине 1 км. Дополнительное сжатие увеличивается до 2000–5000 кг/см^2 на глубине около 10–30 км (Кропоткин, 1970). По их мнению, они имеют космическое происхождение. Это вполне реальные силы для деформаций земной коры.

Широко признанную асинхронность складчатости, убедительно показанную А. Л. Яншиным на примере Евразии, логичнее всего объяснить тем, что тангенциальные силы сжатия действуют в земной коре того или иного региона постоянно, но проявляются они в сдавливании ее линейных зон только в определенных условиях и в определенное время.

Как подчеркивал В. В. Белоусов (1966, 1969 и др.), развитие Земли характеризуется периодической повторяемостью эндогенных процессов в определенной последовательности. По его мнению, каждый эндогенный цикл начинается разогреванием верхней мантии и усилением частичного плавления в ней с образованием астеносферы. К середине цикла разогревание охватывает кору, что приводит в геосинклиналях к региональному метаморфизму и гранитизации. Очевидно, с этим же этапом связаны разогревание и диафторез краев блоков земной коры, контактирующих по глубинным разломам.

Разогревание земной коры в геосинклинальных трогах и в зонах глубинных разломов Восточной Сибири было довольно значительным, так как метаморфизм пород достигает здесь гранулитовой и амфиболитовой фаций. Это приводило к тому, что земная кора становилась неоднородной. Если в платформенных массивах она находилась в состоянии, близком к жесткому, то в разогретых зонах была пластичной.

Необходимо задуматься, почему сжатие линейных зон имело место только на определенных этапах каждого тектонического цикла. Ответ на это мы видим в том, что тангенциальное сжатие земной коры не приводит к этому эффекту в том случае, когда ее физические свойства более или менее однородны на больших территориях. Но как только отдельные линейные зоны земной коры переходят в пластическое состояние, то постоянно действующие силы горизонтального сжатия начинают реализоваться в этих зонах в силу их пониженной сопротивляемости к сдавливанию. Переход отдельных зон земной коры в пластическое состояние, обусловленный глубинными процессами, играл в данном случае роль "спускового крючка" для

начала горизонтального движения Сибирского кратона и сжатия им пластических зон коры, т.е. для реализации космических сил тектогенеза.

Вряд ли оспоримо мнение исследователей, принимающих циклично проявляющиеся эндогенные процессы основным фактором геотектоники. Горизонтальные движения, порождаемые космическими факторами, лишь осложняют эволюцию структуры Земли, но вместе с этим оставляют в ней весьма заметные следы. Такой представляется нам связь между вертикальными и горизонтальными движениями земной коры, между эндогенными и космическими факторами тектогенеза. Конечно, мы не отрицаем этим самым роли гравитационного тектогенеза, порождаемого вертикальными движениями, но охватывает он в основном только слоистые толщи. Каковой бы ни была природа сил горизонтального сжатия земной коры, они должны проявляться, по нашему мнению, в соответствии с названным выше эффектом.

Сжатию земной коры Сибири в геосинклиналях Саяно-Байкальской области должно было сопутствовать ее растяжение на противоположном фронте Сибирского кратона, т.е. на северо-востоке. Такая область растяжения действительно имеется. Она представляется обширной Верхояно-Чукотской эпикратонной системой, по Ю. А. Косыгину (1962), развивающейся с докембрия. Вероятно, именно благодаря такому растяжению Колымо-Омолонский массив оказался отчлененным от Сибирской платформы.

Горизонтальное сдавливание линейных зон земной коры имело место в Восточной Сибири только после шарыжалгайского времени, т.е. когда возник Сибирский кратон и Саяно-Байкальская протогеосинклиналь. Широкое развитие линейной складчатости и стало возможным, по нашему мнению, благодаря возникновению кратонов, периодически сдавливавших геосинклинальные троги. Отсутствие консолидированных блоков на более ранних стадиях развития земной коры объясняет с этих позиций нуклеарный тип ее развития (Павловский, 1964) и овоидную тектонику (Шейнманн, 1970).

Предлагаемая нами гипотеза может удовлетворительно объяснить происхождение линейной геосинклинальной складчатости с ее изоклинальным строением, кливажем, надвигами, вергéнтностью и латеральной зональностью.

Можно признать, что динамическое взаимодействие платформ и геосинклинальных областей и является, как подметил В. Е. Хаин (1970), причиной геосинклинальной складчатости. Удовлетворительно объясняет она и тектоническую приуроченность фаций метаморфизма высоких давлений.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.

Белоусов В. В. Тектоносфера Земли (результаты и задачи исследований).– Сов. геология, 1969, № 1.

Косыгин Ю. А. Развитие Сибирской платформы в докембрии.– Геология и геофизика, 1962, № 7.

Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике.– Геотектоника, 1970, № 2.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.– В кн. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". М., "Наука", 1964.

Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.– Геотектоника, 1970, № 3.

Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири).– В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.– Геотектоника, 1970, № 4.

Hast N. The state of stresses in the upper part of earth's crust. – Engng Geol., 1967, v. 2, N 1.

В. В. БАЛХАНОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЭТАПОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Рассматриваемый район, являясь частью Байкальской горной области (БГО), располагается в пределах Саяно-Витимского складчатого обрамления юга Сибирской платформы.

По длительности развития и сложности строения земной коры Северное Прибайкалье относится к наиболее интересным участкам БГО, и этот интерес велик не только широкой познавательной стороной в установлении закономерностей геологических процессов, но и во взаимосвязанности с формациями и структурами района многих видов ценных полезных ископаемых.

Результаты многочисленных исследований с применением различных методов (особенно формационных и структурных), проведенных в районе в последние десятилетия, позволяют однозначно выделить пять обособленных и самостоятельных

Таблица

Формации центральной части Северного Прибайкалья

Кайнозойский этап	Континентальные (террагенальные) структуры Континентальная (молассовая) формация
Раннепалеозойский (раннекаледонский) этап	Позднедейтероорогенные структуры
	Формации: Гранитных батолитов (конкудеромамаканский интрузивный комплекс) Щелочных нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (сыннырский интрузивный комплекс) Карбонатная (кооктинская и кумакская свиты) Терригенно-карбонатная (туколамийская свита) Терригенная (холоднинская свита)
Позднепротерозойский (байкальский) этап	Раннедейтероорогенные структуры
	Формации: Гранитоидная (мамско-оронский интрузивный комплекс) Габбро-пироксенит-дунитовая (довыренский интрузивный комплекс) Спилит-диабазовая (сыннырская свита) Карбонатная (итыкитская свита) Терригенно-карбонатная (ондокская свита) Терригенная (олокитская свита)
Среднепротерозойский (позднекарельский?) этап	Протоорогенные (эпигеосинклинальные) структуры
	Формации: Субвулканических гранитоидов (ирельский интрузивный комплекс) Терригенная (тепторгинская серия)
Раннепротерозойский (раннекарельский) этап	Геосинклинальные структуры
	Формации: Мигматит-плагиогранитная (верхнечайский интрузивный комплекс) Габбро-диорит-диабазовая (левомамский интрузивный комплекс) Карбонатная (абчадская свита) Терригенно-вулканогенная (нюрундуканская и чуйская свиты)

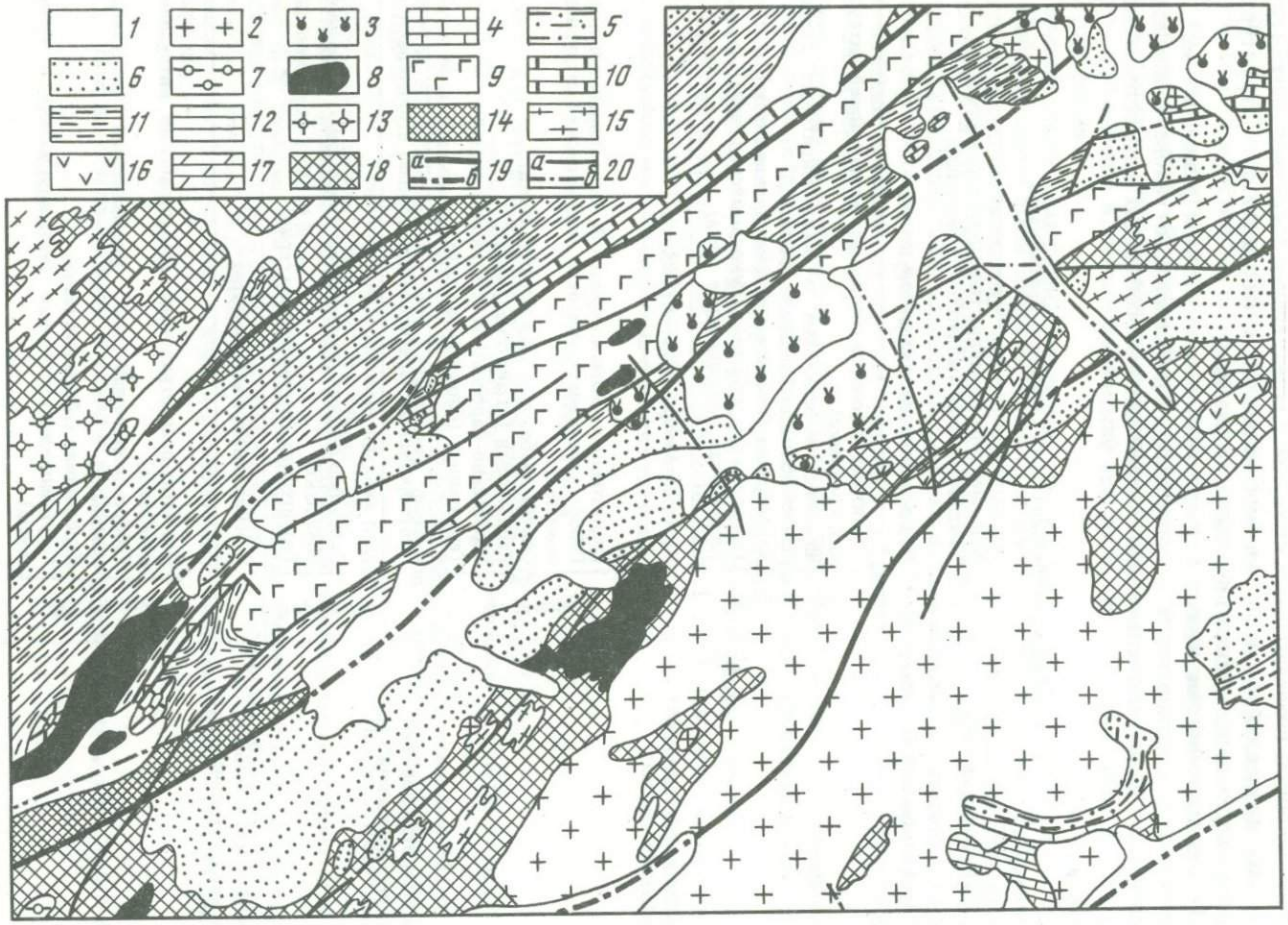


Рис. 1. Структурно-формационная схема центральной части Северного Прибайкалья

Кайнозойские континентальные формации: *1* – четвертичные отложения (во впадинах байкальского типа – неоген-четвертичные). Нижнепалеозойские дейтероорогенные (поздние) формации: *2* – гранитных батолитов; *3* – щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов; *4* – карбонатная; *5* – терригенно-карбонатная; *6* – терригенная. Верхнепротерозойские дейтероорогенные (ранние) формации; *7* – гранитоидная; *8* – габбро-пироксенит-дунитовая; *9* – спилит-диабазовая; *10* – карбонатная; *11* – терригенно-карбонатная; *12* – терригенная. Среднепротерозойские протоорогенные формации: *13* – субвулканических гранитоидов; *14* – терригенная. Нижнепротерозойские геосинклинальные формации: *15* – мигматит-плагиогранитная; *16* – габбро-диорит-диабазовая; *17* – карбонатная; *18* – терригенно-вулканогенная. *19* – основные глубинные разломы (*а*), они же под рыхлыми отложениями; *20* – прочие разломы (*а*), они же под рыхлыми отложениями (*б*)

тектоно-магматических этапов – ранне-, средне- и позднепротерозойские, раннепалеозойский и кайнозойский (рис. 1). Каждому из них свойственны определенные тектонические режимы условий осадконакопления, проявления магматизма и складчатости (таблица).

Структурные элементы, созданные при завершении более раннего этапа, в последующие эпохи тектогенеза в значительной мере подвергаются переработке и уничтожению. В частности, это характерно для более древних сложных ранне- и среднепротерозойских структур. Расшифровка складчатых структур, а также восстановление процесса формирования их сопряжены с большими трудностями. Оно еще более усугубляется ограниченной сохранностью древних структур в рассматриваемом районе. По сохранившимся остаткам древних структур возможны некоторые определенные выводы о наиболее ранних этапах развития земной коры на отдельных участках БГО.

В настоящее время достаточно четко выяснено, что фундамент Сибирской платформы представляет жесткий консолидированный древнейший кратон – протоплатформу (Павловский, 1964), сложенную первичными геосинклинальными архейскими формациями с общим планом складчатых структур, ориентированных в субмеридиональном направлении (Косыгин и др., 1964; Гафаров, 1965; Замараев, 1967; и др.).

Стабилизация Сибирской протоплатформы, вероятно, сопровождается заложением и развитием раннепротерозойского Саяно-Витимского геосинклинального пояса в виде полосы, повторяющей южный край платформы. Этот пояс, как известно, имеет большую протяженность (тысячи километров) и значительную ширину (от первых до сотен километров) и граничит с фундаментом платформы по зоне глубинных разломов, именуемой краевым швом.

Существование в нижнем протерозое единого геосинклинального пояса вдоль южного обрамления Сибирской платформы подтверждается многочисленными исследованиями последних лет (Мануйлова и др., 1964; Смеловский, 1966; Фомин и др., 1967; Смирнов и др., 1967; Балханов, 1968, 1971; Булгатов, Красильников, 1968; Ескин и др., 1968; Тихонов, 1969; Клитин и др., 1970; Шафеев, 1970; Беличенко и др., 1971; и др.). Так, архейский возраст образований глыб и поднятий, располагающихся в пределах пояса, пересматривается в пользу нижнего протерозоя. Из общего обзора видно, что состав осадочно-эффузивных и изверженных образований, стиль складчатости и отношение к ней интрузий, степень метаморфизма пород в поднятиях и глыбах в целом весьма близки. Складчатые структуры терригенно-вулканогенной формации (см. таблицу) нижнего протерозоя повсеместно строго параллельны очертанию южного обрамления фундамента платформы и естественно резко или под углом пересекают общее субмеридиональное простирание структур фундамента платформы.

Итак, непосредственно в Северном Прибайкалье ранняя и средняя стадии развития раннепротерозойской геосинклинали (рис. 2) характеризуются накоплением терригенно-вулканогенной формации (Балханов, 1971а). Тектонический режим при формировании пород отмеченной формации обусловлен исключительной напряженностью – массовым подводным излиянием вулканитов вдоль разломов. Об этом свидетельствует наличие в разрезе формации мощных пластов эффузивов основного состава (ортоамфиболитов), тесно переслаивающихся с гнейсами и кристаллическими сланцами, параамфиболитами и редкими прослоями мраморов. Большая часть гнейсов и кристаллических сланцев оказывается образованной также за счет кислых эффузивов. Седиментационный цикл, видимо, завершается накоплением карбонатной формации, распространенной только вдоль р. Абчады. Вслед за этим вдоль отдельных глубинных разломов (Кичеро-Мамский), все еще сохраняющих высокую активность, внедряются интрузии основных пород (габбро-диорит-диабазовая формация) левомамского комплекса. Становление пород комплекса по времени близко предшествующим основным эффузивам терригенно-вулканогенной формации. Аналогия в основности составов, наличие родственных по химизму и петрографическому составу пород, содержание одинаковых элементов-примесей, пространственная приуроченность их к одним и тем же глубинным разломам

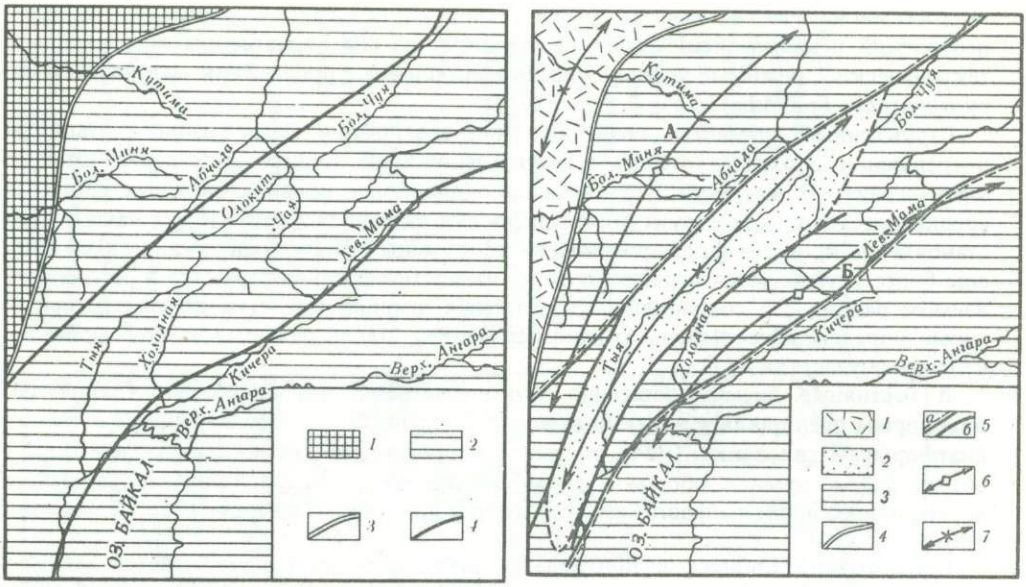


Рис. 2. Схема структурных элементов Северного Прибайкалья в нижнем протерозое

1 – Сибирская платформа; *2* – раннепротерозойская геосинклинальная система; *3* – краевой шов; *4* – раннепротерозойские разломы

Рис. 3. Схема структурных элементов Северного Прибайкалья в среднем протерозое

1 – Приленский краевой прогиб (опускание); *2* – Тыя-Олокитский прогиб; *3* – геоантиклинальные поднятия; *4* – краевой шов; *5* – раннепротерозойские глубинные (*а*) разломы и оперяющие (*б*) среднепротерозойские; *6* – поднятия: Чуйское (А), Байкало-Мамское (Б); *7* – прогибы

позволяют предположительно отнести их к продуктам дифференциации единого магматического очага. Породы комплекса образуют согласные с общим простиранием вмещающих толщ массивы и пластовые тела и по времени становления относятся к интрузиям, сформировавшимся до главных складчатых движений.

Начало складчатых движений, по-видимому, отвечающих раннекарельским, сопровождается широким внедрением гранитоидов верхнечайского комплекса (мигматит-плагиогранитная формация), которые интенсивно мигматизируют породы терригенно-вулканогенной формации. Созданные с последними единые пликативные структуры свидетельствуют об участии гранитоидов в складчатости (разгнейсованность их, совпадающая со слоистостью и полосчатостью вмещающих пород, наличие протокластических структур и т. д.).

При завершении складкообразовательного процесса были сформированы главные структурные единицы региона – Чуйский и Байкало-Мамский антиклинории, между которыми закладывался Тыя-Олокитский прогиб, получивший полное развитие в среднем протерозое.

Длительность раннепротерозойского этапа, по-видимому, соответствует удоканию (Борукаев и др., 1969).

Конец нижнепротерозойского этапа – начало среднепротерозойского в связи с изменившимися в результате завершающих тектонических дислокаций условиями в пределах пояса обусловлен сменой геосинклинального режима иным типом развития – эпигеосинклинальным орогенным (по Н. П. Хераскову). К этому времени территория средней и северной частей БГО превращается в обширное поднятие (Салоп, 1967), характеризующееся в отдельных частях неравномерностью движений, преимущественно восходящих. Начало этапа ознаменовалось исключительно блоковыми движениями, которые на фоне общих слабых поднятий оказались рельефно заметными. Блоковые движения охватывают значительные пограничные участки крупнейших структурных единиц земной коры. Так, на большом протяжении

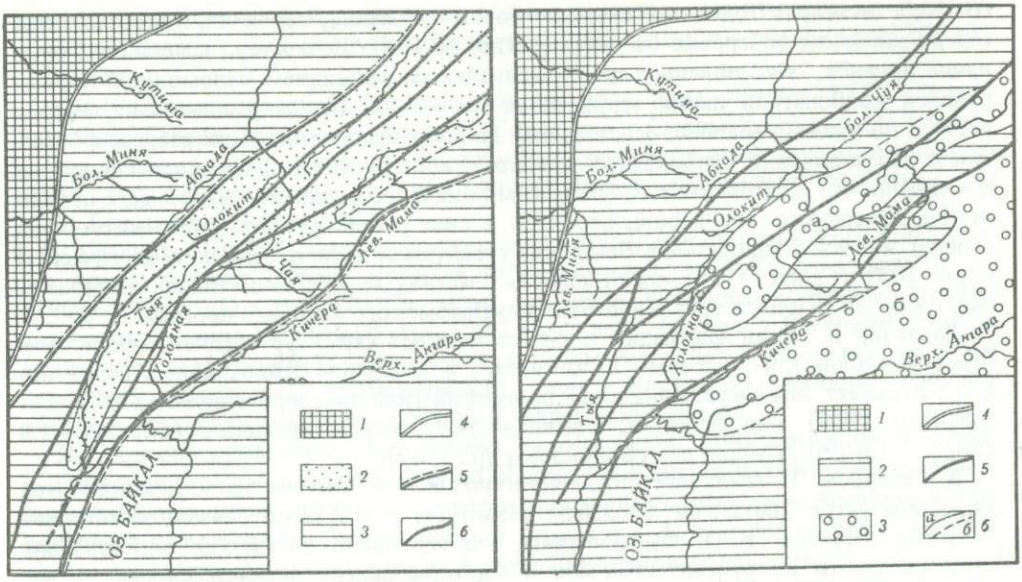


Рис. 4. Схема структурных элементов Северного Прибайкалья в верхнем протерозое

1 – Сибирская платформа; *2* – Сыннырский прогиб; *3* – Байкало-Витимское поднятие; *4* – краевой шов; *5* – глубинные разломы (древние); *6* – разломы, заложенные к началу верхнего протерозоя и среднепротерозойские подновленные

Рис. 5. Схема структурных элементов Северного Прибайкалья в нижнем палеозое

1 – Сибирская платформа; *2* – Байкало-Витимское поднятие; *3* – прогибы: Холоднинский (*а*) и Ангаро-Мамский (*б*); *4* – краевой шов; *5* – разломы; *6* – границы прогибов: прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*)

происходит краевое опускание Сибирской платформы (Замараев, 1967) вдоль краевого шва с раннепротерозойским Саяно-Витимским складчатым поясом. Эта структура в целом известна как Байкало-Патомский краевой прогиб (Салоп, 1964), входящий в состав перикратонных геосинклинальных и геоантиклинальных систем (Косыгин, Лучицкий, 1961; Косыгин и др., 1968). Вдоль краевого шва в северо-западной части Северного Прибайкалья одновременно с опусканием периферической части кратона идут мощные субаэральные излияния вулканитов акитканской серии, а также накопление существенно терригенных осадков указанной серии и тепторгинской. Последующая высокая активность краевого шва и оперяющих трещин обусловила внедрение гранитоидов ирельского комплекса, являющихся комагматическими образованиями с акитканскими вулканитами (Лобанов, 1966).

В пределах складчатого пояса почти одновременно по времени и субпараллельно с краевым опусканием платформы, вероятно, формируются узкие достаточно протяженные Тыя-Олокитский (рис. 3), Чуя-Нечерский прогибы.

На примере Тыя-Олокитского прогиба можно судить, что эти структуры обязаны своим образованием оперяющим (Абчадский и Холоднинско-Левомамский разломы) или субпараллельным к краевому шву разрывным нарушениям. В отличие от краевого шва по этим разломам не изливалась эффузивная магма; а известно, что Абчадский разлом контролировал проявление гранитоидов ирельского комплекса раннего геоантиклинального типа (Кузнецов, 1970).

Тыя-Олокитский прогиб пространственно располагается между Чуйским и Байкало-Мамским геоантиклинориями. В прогибе шло накопление существенно терригенной формации. Тип и состав отложений идентичны таковым тепторгинской серии Северо-Байкальского нагорья (Головенок, 1967). Более глубокие части прогиба (бассейны рек Калакачан и, возможно, Холодная) характеризуются переслаиванием терригенных осадков с маломощными пластами и прослоями карбонатов, сильно песчанистых, свидетельствующих об относительной мелководности существовавше-

го тогда бассейна. Подобное сочетание пород формации, вероятно, имеет место на северо-западном побережье оз. Байкал, где, по П. Б. Дедюхину, намечается замыкание прогиба, обусловленное центроклинальным залеганием маломощной маркирующей карбонатной пачки терригенной формации. По направлению на северо-восток, по нашему мнению, основанному на сокращении мощности разреза формации и выклинивании карбонатных прослоев, прогиб также замыкается. Однако не исключено, что на этом участке мы имеем локальное поднятие, отделяющее прогиб от Чуя-Нечерского. Последний, вероятно, в виде узкой дуги с внутренней стороны огибает Чуйский, Тонодский и Нечерский геоантиклинории и, судя по геологической карте БГО (Салоп, 1962), на отдельных участках между поднятиями, возможно, был соединен с Приленской зоной Байкало-Патомского краевого прогиба.

Характер и состав формации и тип складчатых структур среднего протерозоя Северо-Байкальского нагорья, в частности, в Северном Прибайкалье, вероятнее всего отражает эпигеосинклинальный орогенный (или протоорогенный, по К. В. Боголепову, 1969) этап развития, длительностью соответствующий акитканию – 1,9 (±0,2) – 1,6 (±0,2) млрд. лет (Борукаев и др., 1969).

В Северном Прибайкалье позднепротерозойский тектоно-магматический этап характеризуется достаточно сложным развитием и это тесно связано с историей смежных регионов БГО. Мы полагаем, что верхнепротерозойская седиментация началась где-то на рубеже 1500 млн. лет и обусловлена формированием узкого протяженного (более 300 км) и глубокого (около 8 км) Сыннырского трога (рис. 4). Юго-западное центроклинальное замыкание структуры наложено на бо́льшую часть древнего Тыя-Олокитского прогиба, а на северо-востоке она обрывается крупным массивом конкудеро-мамаканских гранитоидов. В заложении и развитии трога решающую роль сыграла Тыя-Мамская зона глубинных разломов, проявившая исключительную активность в байкальский этап, а также в раннем палеозое. От верхо́вья р. Тыи зона распадается на ряд параллельных разрывов, наиболее крупные из них – Тыя-Левомамский и Олокитский разломы (см. рис. 4). Тектоническая напряженность ранней стадии седиментации в прогибе обусловлена резкими фациальными взаимопереходами в низах терригенной формации (частая смена сланцев и песчаников конгломератами и гравелитами, достигающими мощности 300–700 м). Выше по разрезу (вследствие более постепенного и равномерного прогибания трога) накапливаются мелко- и тонкозернистые терригенные с редкими песчанистыми карбонатными прослоями осадки. Одновременно с накоплением терригенной формации вдоль глубинных разломов происходит излияние эффузивов основного и среднего состава, представляющих собой согласные пласты и прослои в первых. Дальнейшее прогибание вызвало отложение терригенно-карбонатной и карбонатной формации, в первой присутствуют также эффузивные пласты, подтверждающие достаточную активность разломов. Вслед за формированием карбонатной формации наступает стадия замыкания прогиба, сопровождающаяся процессом складкообразования. Отложения прогиба в целом сминаются в синклинорную структуру, дополнительно осложненную складками более высоких порядков. Значительно активизируются разломы, послужившие каналами для массового излияния эффузивов (спилит-диабазовая формация). Они залегают на различных горизонтах верхов разреза существенно осадочных отложений прогиба. Подобная по объему эффузивная формация в других районах БГО не установлена. Лишь в верхах чаянгринской подсерии Делюн-Уранского хребта (Салоп, 1964) известны маломощные прослои ортосланцев с реликтами диабазовой и миндалекаменной текстур. Возможно, времени формирования спилит-диабазовой формации соответствуют отложения существенно терригенной бодайбинской подсерии патомской серии Бодайбинского внутреннего прогиба.

Байкальская складчатость завершается становлением габбро-пироксенит-дунитовой формации, пространственно приуроченной к разломам, и по многим признакам предварительно может рассматриваться как дифференциаты единой магмы с вулканитами.

Отголосками мощной гранитоидной интрузии мамско-оронского комплекса Байкало-Патомского нагорья, по-видимому, являются единичные мелкие тела

гранитов левобережья р. Холодной, относимые к верхнему протерозою и, вероятно, представляющие собой продукты позднегеоантиклинального магматизма (Кузнецов, 1970).

При сравнении верхнепротерозойских прогибов ряда районов БГО (Делюн-Уранский, Северо- и Южно-Муйские хребты и др.) с Сыннырским хорошо улавливается аналогия между ними по типу структур, характеру и составу формаций. Они могут быть рассмотрены как повторноорогенные (раннедейтероорогенные, по К. В. Боголепову) структуры.

В Северном Прибайкалье продолжительность позднепротерозойского этапа скорее всего отвечает рифею, который ограничивается, по Ч. Б. Борукаеву и др. (1969), 1,6 (±0,1) – 0,57 (±0,02) млрд. лет, куда указанными исследователями включается и венд (0,65+0,05–0,57+0,02 млрд. лет). Однако в Северном Прибайкалье (и по всей Бурятии) образования, относимые к венду, несогласно с крупным перерывом перекрывают протерозойские толщи и постепенно сменяются осадками кембрия, составляя с последними единый непрерывный разрез.

На консолидированном допалеозойском основании, представленном к концу позднего протерозоя и началу палеозоя обширным Байкало-Витимским поднятием, закладываются (изолированные и полуизолированные) межгорные впадины, повторяющие в весьма грубой форме древние структуры. К ним в Северном Прибайкалье относятся Холоднинская и Ангаро-Мамская впадины, различающиеся по характеру и длительности развития, хотя начальная стадия формирования их была одинаковой.

Холоднинская впадина (рис. 5) протягивается более чем на 120 км при ширине до 20–24 км и выполнена только терригенной формацией. Юго-западная часть ее заканчивается отчетливой центроклиналью, а в северо-восточной части, как показали данные изучения, вероятно, имело место то же самое.

Начальное неравномерное со значительной скоростью опускание впадины сопровождается накоплением грубых псефитовых отложений (конгломератов, гравелитов), затем сменяющихся более тонкозернистым материалом (песчаниками, алевролитами). Дальнейшее прогибание ее связано с осаждением тонкого материала (алевролитов, глинистых и углистых сланцев, песчанистых карбонатных пород). Замыкание прогиба вызвало накопление крупнообломочных осадков (песчаников, прослоев гравелитов и мелкогалечных конгломератов) с косой слоистостью, трещинами усыхания и знаками ряби. Вслед за этим осадконакопление во впадине прекратилось. Наблюдаемое увеличение мощности отложений впадины от бортов ее к центру подчеркивает изолированность и в некоторой степени самостоятельность формирования этой структуры.

Ангаро-Мамская впадина (см. рис. 5) больше по размерам, чем Холоднинская, и параллельно последней протягивается от низовья р. Кичеры до бассейна р. Чуро. За время отложения терригенной формации впадины развивались приблизительно одинаково. Затем в Холоднинском прогибе прекратилось осадконакопление, тогда как в Ангаро-Мамской впадине продолжаются опускания, сопровождаемые осаждением мощных терригенно-карбонатной и карбонатной формаций (соответственно 5500 и 3300 м). Последняя содержит обильную кембрийскую фауну (Цыренов, Дубченко, 1962).

Отрезку времени седиментации мощных (более 8800 м) осадков в Ангаро-Мамской впадине, вероятно, отвечает континентальное развитие Холоднинской впадины, характеризующееся знакопеременными напряженными глыбовыми движениями. Значительно активизируется Тыя-Мамская зона глубинных разломов, и терригенная формация Холоднинской впадины сминается в сравнительно простую синклинориеподобную структуру. Возможно, с этим же периодом связано заложение северо-западных разрывов. Вдоль Тыя-Левомамского разлома происходят сильные блоковые движения, выраженные в значительном опускании юго-восточного блока и подъеме северо-западного блока. Места сопряжения разломов Тыя-Мамской зоны с наиболее крупными поперечными (северо-западными) разрывами, по-видимому, создали благоприятную тектоническую обстановку для становления массивов щелочных интрузий центрального типа (плутоны Бурпала, Сыннырский и др.). С перио-

дом формирования этих массивов, очевидно, связано быстрое замыкание Ангаро-Мамского прогиба, вызванное резким прекращением осадконакопления известняков кумакской свиты среднего кембрия (верхи разреза карбонатной формации) и образование несложной складчатости в отложениях аномакитской серии.

Заключительная стадия раннепалеозойского этапа в Северном Прибайкалье выразилась в широком проявлении интрузивного магматизма (Ангаро-Мамский гранитный батолит) позднего геоантиклинального типа, завершающего орогенный мегацикл этого региона. Несмотря на имеющиеся различия, Холоднинская и Ангаро-Мамская впадины являются единовременными структурами, заложившимися вдоль активизированных древних глубинных зон разломов на фоне общего поднятия, и, видимо, могут рассматриваться как структурные элементы, сформированные в условиях позднедейтероорогенного режима. Длительный период, начиная с конца раннего палеозоя до кайнозоя, БГО, по-видимому, не испытывала воздействия тектонических движений. В кайнозое территория БГО интенсивными неотектоническими движениями вовлекается в обширное сводовое поднятие (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960, 1968; Салоп, 1967; и др.), вследствие растяжения которого вдоль оси формируется протяженная Байкальская рифтовая зона (Флоренсов, 1968; и др.). За этот значительный промежуток времени БГО переживает существенно континентальное (террагенальное) развитие.

Итак, на примере Северного Прибайкалья прослеживается продолжительная послеархейская геологическая история земной коры, укладывающаяся в три крупные мегастадии развития Земли – геосинклинальную, орогенную и континентальную (террагенальную).

Первая – геосинклинальная стадия соответствует раннему протерозою, когда вдоль южного обрамления (Саяно-Витимский пояс, несомненно, протягивающийся далеко в обе стороны) архейского фундамента Сибирской платформы существовал единый геосинклинальный пояс. Вследствие консолидации в его пределах формируется Саяно-Витимское поднятие, которое в последующие тектоно-магматические этапы претерпевает неоднократные значительные переработки и дробления и, несмотря на это, отдельные регионы сохранили свое устойчивое положение в виде известных ныне геоантиклинориев (глыбы и поднятия).

Вторая – орогенная – стадия охватывает длительный период – средний и верхний протерозой и ранний палеозой, каждому из которых соответствуют конкретные последовательные тектоно-магматические этапы, имеющие свою историю и особенности развития. Общность структур этапов выражена в их прямой зависимости от активности проявления глубинных разломов, представляющих собой оперяющие разрывы по отношению к краевому шву. А различие их – в составах, особенностях и мощностях осадочно-вулканогенных формаций, в проявленных в них пликативных деформациях и в пространственном расположении каждой структуры, последовательно накладывающихся друг на друга определенными своими частями. Каждый этап характеризуется своим составом, масштабами и особенностями проявления эффузивного и интрузивного магматизма.

Третья – континентальная – стадия продолжается с конца раннего палеозоя до наших дней. В Северном Прибайкалье до кайнозоя, видимо, не происходили ощутимые тектонические движения. В кайнозойский этап территория региона совместно с центральной частью БГО была вовлечена в сводовое поднятие, создавшее предпосылки для образования Байкальской рифтовой системы.

Разрывные нарушения в каждый тектоно-магматический этап, начиная с раннего протерозоя вплоть до четвертичного времени, будучи тесно связанными с коровыми тектоническими процессами как следствие их играли важную роль и проявляли исключительную активность в формировании разновозрастных повторноорогенных структурных элементов и магматизма земной коры не только в Северном Прибайкалье, но и по всей Байкальской горной области.

Эволюция тектоно-магматических этапов региона наглядно показывает сокращение по площади и затухание интенсивности геологических процессов в пределах Саяно-Витимского пояса с каждым последующим периодом, т.е. от древних к молодым.

ЛИТЕРАТУРА

Балханов В. В. К стратиграфии докембрия низовья р. Таксимы – правого притока р. Витима (хребет Южно-Муйский).– В сб. "Материалы по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий". Улан-Удэ, 1968.

Балханов В. В. Тектоника и магматизм центральной части Северного Прибайкалья. Автореф. канд. дисс. Улан-Удэ, 1971а.

Балханов В. В. К стратиграфии центральной части Северного Прибайкалья.– В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 14. Улан-Удэ, 1971б.

Беличенко В. Г., Ескин А. С., Обухов С. П., Шафеев А. А. Основные аспекты геологии докембрия Прибайкалья в свете новых данных.– В сб. "Геология и геофизика Восточной Сибири", № 2. Иркутск, 1971.

Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.– Геология и геофизика, 1969, № 12.

Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия.– Геология и геофизика, 1969, № 1.

Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири.– Геология и геофизика 1968, № 8.

Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.– Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.

Головенок В. К. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области.– Сов. геология, 1967, № 12.

Ескин А. Е., Одинцов М. М., Беличенко В. Г. Древние метаморфические комплексы Прибайкалья.– Геология и геофизика, 1968, № 7.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.

Клитин К. А. Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири.– Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 219.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ.– Геология и геофизика, 1961, № 10.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Волонтэй Г. М., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. Б., Вотах О. А., Парфенов Л. М. Структуры ограничений докембрийских платформ.– В сб. "Геология докембрия". Л., "Наука", 1968.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.– Геология и геофизика, 1970, № 9.

Лобанов М. П. Магматические формационные типы Прибайкальского вулкано-плутонического пояса.– В сб. "Магматические и метаморфические образования Сибири (тезисы докладов первого Сибирского петрографического совещания). М., "Недра", 1966.

Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.-Л., "Наука", 1964.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.– Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 99, № 31.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.– В кн. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ", М., "Наука", 1964.

Салоп Л. И. Геологическая карта Байкальской горной области. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1962.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., "Недра", 1964.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., "Недра", 1967.

Смеловский С. П. Новые данные по истории геологического развития Олекмо-Витимской горной страны.– Изв. Заб. фил. Геогр. об-ва СССР, 1966, т. 2, вып. 1. Чита.

Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. И., Недумов И. В. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., "Наука", 1967.

Тихонов В. Л. Основные этапы развития байкалид Патомской складчатой области в докембрии.– Геология и геофизика, 1969, № 6.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.– Труды ВСФ СО АН СССР, серия геол., 1960, вып. 19.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.– В сб. "Байкальский рифт". М., "Наука", 1968.

Фомин Н. И., Аносов В. С., Дубин П. В. Статиграфия раннего докембрия Саяно-Байкальского складчатого обрамления Сибирской платформы.– В сб. "Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967.

Цыренов Д. Ц., Дубченко В. И. Местонахождение кембрийской фауны в осадочно-метаморфических породах Северо-Байкальского нагорья.– Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.

Шафеев А. А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., "Наука", 1970.

С.А. ГУРУЛЕВ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Основные закономерности геологического развития северной части Байкальской горной области до сих пор рассматриваются с точки зрения непрерывности геосинклинальной стадии развития в течение всего докембрия (Салоп, 1967). Однако подобным взглядам противоречит материал по корам выветривания и перерывам, установленным на различных стратиграфических уровнях. Наиболее древний и крупный перерыв зафиксирован, на наш взгляд, между отложениями гоуджекитской и унгдарской свит (Гурулев, 1970). Он выражен в том, что в основании унгдарской свиты зарегистрированы конгломераты, содержащие в обломочной части породы и высокотемпературные минералы, характерные для гоуджекитской свиты. Отложениям обеих свит присущ разноплановый характер складчатых структур, более сложных для гоуджекитской свиты. Перерыв приурочен, на наш взгляд, к границе архея (гоуждекитская свита) и нижнего протерозоя (унгдарская свита). Перерыв фиксируется также в разрезе нижнего протерозоя, судя по резкой смене фациальных условий осадконакопления унгдарской и тыйской свит и опять же разноплановости их складчатых структур. Крупный перерыв, наконец, наблюдается между докембрием и нижним палеозоем, представленный корами преимущественно физического выветривания и толщами базальных конгломератов в основании холоднинской свиты (Васьковский, Мануйлова, 1963; Гурулев, 1964а,б; Гурулев, Самбуев, 1964). Локальные перерывы с развитием кор химического выветривания, представленных карбонатно-железистыми образованиями с признаками бокситоносности, и карстообразованием установлены в отложениях нижнего палеозоя, охарактеризованного фауной археоциат, трилобитов и брахиопод.

Оценка значимости перерывов и кор выветривания для целей палеотектонического анализа и установления фаз складчатости весьма еще условна, поскольку явно недостаточно изучены перерывы и коры выветривания. Вместе с тем нельзя не отметить, что перерывы в осадконакопрении и коры выветривания должны иметь существенное значение для раскрытия характера тектонических структур и особенно выделения фаз складчатости.

Для понимания тектонического строения региона в позднем докембрии важным является определение возраста олокитской (мамской) серии и порфировой формации. Если в предыдущем цикле исследований возраст олокитской (мамской) серии колебался, по определению различных исследователей, от архея до нижнего палеозоя, то в настоящее время определенно речь может идти лишь о средне- или верхнепротерозойском ее возрасте потому,что, с одной стороны, серия перекрывает с несогласием отложения нижнего протерозоя и, с другой – сама перекрыта отложениями нижнего палеозоя. То же самое характерно для порфировой формации, которая обычно относится к среднему протерозою.

Порфировая формация объединяет эффузивы и вулканогенно-осадочные отложения малокосинской, хибеленской и чайской свит, составляющих акитканскую серию (Западное Прибайкалье и западная часть нагорья), сыннырской свиты (хр. Сынныр), падринской серии (Средний Витим). Сюда же должны быть отнесены кварцевые порфиры Атовской площади, перекрытые рифейскими и нижнепалеозойскими отложениями Сибирской платформы (Замараев, 1962). Отложения этих свит и серий представлены кислыми и средними эффузивами – миндалекаменными кварцевыми порфирами и андезитами. Среди эффузивов встечаются пласты и горизонты туфоконгломератов, туфопесчаников, туфобрекчий, туфов. В западной части горной области эффузивы сопровождаются приповерхностными интрузиями кварцевых порфиров, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, гранитов, гранодиоритов, диоритов.

Базальные горизонты порфировой формации не всегда одинаковы, но они всюду свидетельствуют о существенной смене палеотектонических режимов, о существенной фазе складчатости, приведшей к отмиранию геосинклинали и превращению области в орогенную складчатую систему. В западной части горной области разрез акитканской серии начинается с конгломератов и песчаников. В Северном Прибайкалье (хр. Сынныр) в основании сыннырской свиты лежат кислые эффузивы, перекрывающие отложения олокитской серии. В Средне-Витимской горной стране разрез падринской серии начинается с маломощного горизонта гравелитов, перекрытого кварцевыми порфирами. В целом для порфировой формации характерны признаки, указывающие на ее формирование в условиях континента: красный цвет пород, покровные фации, шлаковые корки на покровах, пепловые туфы.

Порфировая формация обычно относится к среднему протерозою на основании общегеологических и радиологических данных. Общегеологические доказательства сводятся к тому, что в ряде районов (Прибайкалье, Средний Витим) формация лежит на отложениях нижнего протерозоя (Салоп, 1964). Этот факт по существу является единственным геологическим доказательством среднепротерозойского возраста порфировой формации.

Цифры абсолютного возраста порфировой формации получены двумя методами: калий-аргоновым и рубидий-стронциевым. Имевшиеся до недавнего времени калий-аргоновые датировки в своих максимальных значениях полностью укладывались в возрастные рамки верхнего протерозоя. Так, хибеленские эффузивы датировались этим методом от 220 до 1030 млн. лет (имелось одно определение в 2390 млн. лет), сланцы, алевролиты, туфы и песчаники малокосинской свиты – от 174 до 1510 млн. лет, сыннырские эффузивы – от 500 до 740 млн. лет, гранитоиды ирельского интрузивного комплекса, прорывающие акитканскую серию,– от 340 до 1730 млн. лет (Геохронология..., 1968). В последнее время получены возрастные датировки рубидий-стронциевым методом, которые, во-первых, подтверждают многие определения калий-аргонового метода и, во-вторых, в своих максимальных значениях не выходят из возрастных границ верхнего протерозоя. Так, возраст хибеленских эффузивов рубидий-стронциевым методом датируется 1700± ± 35 млн.лет, гранитоидов ирельского интрузивного комплекса – 1560±30 млн. лет, микроклина из гранитов – 1220–1280 млн. лет, амфибола – 1370 млн. лет, биотита – 395 млн. лет (Ященко и др., 1965; Геохронология..., 1968).

Таким образом, цифры абсолютного возраста эффузивов и гранитоидов ирельского интрузивного комплекса, полученные калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, не опускаются ниже нижней возрастной границы верхнего протерозоя, определяемой, как известно, в 1650±50 млн. лет. Они, как и геологические данные, не позволяют относить порфировую формацию Байкальской горной области к среднему протерозою; они свидетельствуют о верхнепротерозойском ее возрасте. Нет оснований для отнесения к среднему протерозою и ирельского интрузивного комплекса. Занижение калий-аргоновых датировок может быть объяснено последующими потерями аргона (Салоп, 1967), вследствие чего при определении возраста следует принимать, на наш взгляд, повторяющиеся максимальные значения, полученные этим методом. Следует подчеркнуть также, что верхнепротерозойский возраст, например, акитканской серии предполагался и раньше (Замараев, 1962; Додин, Маньковский, 1971). Эти предположения основывались как на общих геологических соображениях, так и на определениях возраста калий-аргоновым методом по глаукониту из песчаников акитканской серии (1031 млн. лет), а также по порфирам Атавской площади (980 млн. лет).

Возраст отложений олокитской (мамской) серии тоже должен быть пересмотрен. Для такого пересмотра и отнесения серии к среднему протерозою есть веские основания. В этом плане хотелось бы обратить внимание на то, что ранее аналогом акитканской серии считалась серия тепторго Патомского нагорья, выделенная С. И. Друговым (1958). С. И. Другов помещал эту серию в стратиграфическом разрезе ниже мамской серии, однако в последующем она была передвинута выше мамской серии (Павловский, 1948; Павловский, Ескин, 1964). В южной части Северного Прибайкалья тоже выделяются отложения, аналогичные по составу

отложениям серии тепторго, но они входят в состав гоуджекитской свиты, лежащей в основании всего стратиграфического разреза этого района. Поэтому представляется, что, во-первых, отложения серии тепторго и их стратиграфические аналоги должны лежать стратиграфически намного ниже олокитской (мамской) серии и, во-вторых, эти отложения нельзя параллелизовать с порфировой формацией, поскольку эффузивы формации не претерпели регионального метаморфизма (Мануйлова, 1960), в то время как, например, дистеновые и хлоритоидные сланцы гоуджекитской свиты прошли сначала региональный высокотемпературный метаморфизм, а затем низкотемпературный регрессивный. Скорее всего к среднему протерозою должны быть отнесены олокитская и мамская серии, являющиеся стратиграфическими аналогами и переходящие, как показали новейшие исследования, друг в друга (Геохронология..., 1968). Отложения этих серий развиты в глубоком геосинклинальном троге, превращенном в крупные синклинории.

Среднепротерозойский возраст олокитской и мамской серий доказывается геологически, поскольку сыннырская свита лежит на них с несогласием. Имеющиеся калий-аргоновые датировки обычно дают сильно заниженные значения возраста: от 410 до 600 млн. лет для олокитской серии и от 260 до 440 млн. лет для мамской серии (Геохронология..., 1968). Не могут служить строгим обоснованием возраста отложений олокитской и мамской серий встречающиеся в них водоросли, хотя по видовому составу они более характерны для рифея. Широкое стратиграфическое распределение водорослей в докембрии Прибайкалья подчеркивается фактом нахождения их даже в архейских отложениях (Павловский, Ескин, 1964).

Пересмотр возраста отложений олокитской (мамской) серии и порфировой формации влечет за собой существенные выводы по геотектоническому развитию Байкальской горной области в позднем докембрии. К среднему протерозою в результате проявления эпох складчатости, имевших место в конце архея и в нижнем протерозое, существенно сократились площади геосинклиналей. В среднем протерозое геосинклинальная система была заложена в виде относительно узкого (40–60 км) трога, имевшего значительную протяженность. В троге накапливались терригенно-осадочные отложения, перемежавшиеся с вулканогенно-осадочными. Мощность отложений в троге достигала значительной величины – порядка 10–15 км.

Геосинклинальный трог среднего протерозоя закрылся в результате складчатости, которая завершала этап геосинклинального развития докембрия. Тектонический режим докембрийских геосинклиналей сменился платформенным, характерным для позднего (верхний протерозой) докембрия. О платформенном режиме развития существенную информацию дает порфировая формация, развитая в отдельных локальных впадинах, размещенных независимо от складчатых структур раннего докембрия.

Необходимо подчеркнуть, что профировая формация в отношении своего геотектонического положения вызывала резко неоднозначные суждения различных исследователей. Например, по В. Д. Мацу (1965), тектонический режим акитканского времени нельзя назвать ни платформенным, ни геосинклинальным; акитканская серия по характеру залегания близка к отложениям платформенного чехла, она накапливалась в условиях консолидированного основания. Л. И. Салоп (1967), отождествляя полностью эффузивы падринской, сыннырской и акитканской серий, включая к среднему протерозою, полагает, что на этом этапе произошла существенная перестройка байкалид, в частности, образовался Байкало-Патомский краевой прогиб, возникший на краю платформы и рассматриваемый как структура платформенного типа. Что касается отложений акитканской серии, то Л. И. Салоп считает их образованиями краевого приплатформенного прогиба. П. М. Хренов, Ю. В. Комаров, А. А. Бухаров и др. (1966) относят отложения акитканской серии к образованиям краевого вулканического пояса, развившегося в соседстве с краевым швом Сибирской платформы и в причинной зависимости от него.

Таким образом, геотектоническое положение порфировой формации понимается по-разному. Однако в связи с этим следует подчеркнуть по крайней мере два

существенных момента. Во-первых, нельзя согласиться с мнением о связи порфировой формации исключительно с краевым швом Сибирской платформы. Если отложения акитканской серии пространственно развиты вблизи края Сибирской платформы, то сыннырские эффузивы уже существенно удалены от него, эффузивы Среднего Витима размещены в зоне каледонской складчатости, порфиры Атовской площади перекрыты платформенными осадками Сибирской платформы. Во-вторых, отнесение порфировой формации в геотектоническом плане к вулканическому поясу или приплатформенному разлому должно повлечь за собой весьма существенные выводы о значительной перестройке геотектонических режимов докембрия, поскольку независимо от взглядов на возраст формации стратиграфически ниже ее лежат мощные отложения докембрия, геосинклинальные условия накопления которых не вызывают сомнений.

Условия геотектонического развития Байкальской горной области применительно ко времени накопления порфировой формации подробно рассмотрены В. К. Головенком (1967). Тектонический режим этого времени характеризуется как платформенный, более характерный для протоплатформ докембрия. Платформенные условия развития в верхнем протерозое доказывались также нами исходя из особенностей формирования габбро-перидотитовых интрузий Северного Прибайкалья (Гурулев, 1965).

Верхнепротерозойская платформа характеризовалась целым рядом систем континентальных впадин, приуроченных к тектонически ослабленным зонам. Впадины заполнялись продуктами трещинных излияний кислой и местами основной магмы. Основу порфировой формации составляли эффузивы, пирокластические и туфогенно-осадочные породы занимали скромное место. Вместе с тем соотношение этих пород в различных свитах непостоянно, разрезы свит весьма изменчивы, не выдержаны по простиранию. В связи с этим детальное расчленение и сопоставление разрезов даже одной толщи затруднительны. Если обратиться к сравнению некоторых наиболее полно изученных разрезов порфировой формации, то можно видеть весьма различное соотношение излившихся, пирокластических и осадочных пород. В ряде мест разрез формации начинается с конгломератов, несогласно перекрывающих более ранний докембрий, однако местами (Сынныр) формация начинается прямо с покровов порфиров. При сравнении разрезов заметны большая мощность и некоторое своеобразие порфировой формации Западного Прибайкалья и западных районов Северо-Байкальского нагорья. Мощность формации здесь возрастает почти в 4 раза; формация начинается малокосинской свитой туфогенных отложений с подчиненными покровами эффузивов. Эффузивы в разрезе доминируют в ее верхней части. Увеличение мощности порфировой формации в Прибайкальской зоне обусловлено, по всей видимости, интенсивностью тектонических движений, оформивших здесь достаточно глубокие впадины – прогибы, в которых отлагались продукты вулканической деятельности.

Если принимать во внимание лишь излившиеся эквиваленты формации, то можно видеть достаточно пестрый состав. Здесь при преобладающем развитии кварцевых порфиров и фельзитов имеют место и породы основного ряда – диабазовые порфириты, диабазы, близкие по составу базальтам. Состав эффузивов часто меняется не только в целом по толще, но и в пределах одного покрова как по его мощности, так и по простиранию. Изменчивый состав вулканических излияний, видимо, вообще характерен для подобных формаций (Гапеева, 1964).

Следует также подчеркнуть, что тектонически ослабленные зоны, обусловившие развитие континентальных впадин с продуктами наземного вулканизма, можно рассматривать как зоны вулкано-тектонической активизации, заложенные на платформе. В этом отношении они существенно отличаются от зон активизации, развивающихся в связи с краевыми швами платформ (Хренов и др., 1966), или от зон активизации областей завершенной складчатости (Щеглов, 1966).

В конце верхнего протерозоя происходило внедрение габбро-перидотитовых интрузий довыренского комплекса, которые прорывают и эффузивы порфировой формации (Гурулев, Самбуев, 1964). По ряду признаков (силловые фации, зоны закалки, магнезиальные скарны) эти интрузии близки к траппам Сибирской

платформы, но они в то же время аналогичны интрузиям, образовавшимся в платформенных условиях докембрия (Гурулев, 1965).

Платформенный режим позднего докембрия Байкальской горной области обусловил широкое развитие кор выветривания, перекрытых осадками нижнего палеозоя.

С нижнего палеозоя начинается существенно новый этап геотектонического режима региона. В это время происходит заложение трех крупных геотектонических структур: Сибирской платформы, Забайкальской каледонской геосинклинали и разделяющего их Байкало-Витимского антиклинала. Нижний палеозой начинается с отложения осадков эокембрия. На Сибирской платформе, заложение которой было подготовлено этапом платформенного развития в верхнем протерозое, образование осадочного чехла началось с отложения осадков так называемого трехчленного комплекса – голоустенской, улунтуйской и качергатской свит. В Забайкальской геосинклинали новый этап развития начался с формирования отложений няндонинской и баргузинской свит, которые ранее то относились к кембрию (Гурулев, 1964а; Беличенко, 1969), то рассматривались в составе верхнего протерозоя (Салоп, 1967). На Байкало-Витимском геоантиклинальном поднятии отлагались терригенные осадки холоднинской свиты.

Наиболее интересен вопрос о сочленении геоантиклинального поднятия с геосинклиналью. Если судить по разрезу нижнепалеозойских отложений Верхне-Ангарского хребта (Цыренов, Дубченко, 1962), то можно видеть, что переход от геоантиклинала к геосинклинали влечет появление в средней части разреза холоднинской свиты карбонатных фаций, общее увеличение мощности отложений (13 км). Эта самая краевая часть геосинклинали характеризуется также согласным залеганием нижнего кембрия (кооктинская и туколамийская свиты) на эокембрии (холоднинская свита). Отложения краевой части геосинклинали являются марганценосными (Бажин, Дарижапов, 1970). Накопление марганца происходило при несомненном размыве кор выветривания верхнепротерозойской платформы и сносе продуктов выветривания в морские бассейны нижнего палеозоя.

Холоднинская свита краевой части геосинклинали параллелизуется с няндонинской и баргузинской свитами, для которых характерны: 1) значительная мощность (до 15 км); 2) наличие вулканопродуктов (низы няндонинской свиты); 3) значительная мощность отложений карбонатных фаций (баргузинская свита); 4) сопряженность геосинклинального офиолитового магматизма (Гурулев, 1962). Отложения эокембрия геосинклинали (няндонинская и баргузинская свиты) обнаруживают признаки марганценосности, фосфоритоносности, колчеданного оруденения, однако изучением перспектив отложений в этом плане занимались крайне недостаточно.

Нижнекембрийские осадки на территории Байкало-Витимского геоантиклинального поднятия не накапливались. В краевой части геосинклинали кембрий лежит согласно на эокембрии и начинается с терригенных кластических отложений (кооктинская свита), в центральной части геосинклинали кембрийские отложения представлены грубообломочными конгломератами. Верхняя часть разреза нижнего кембрия является карбонатной, она характеризуется наличием внутриформационных перерывов, свидетельствующих о проявлении тектонических движений.

В Забайкальской геосинклинали на уровне отложений карбонатного нижнего кембрия известны участки, представлявшие в геотектоническом плане, по-видимому, островные океанические дуги, характеризовавшиеся отложением карбонатных осадков с фауной нижнего кембрия, развитием вулканокупольных структур, широким распространением вулканопродуктов и колчеданным осадочным рудообразованием в условиях мелководья (Васильев и др., 1973).

Все это позволяет говорить о том, что нижнепалеозойская геосинклиналь развивалась так, что вблизи геоантиклинального поднятия закладывались в основном прогибы, выполнявшиеся терригенными и хемогенными осадками (миогеосинклиналь), а во внутренних районах геосинклинальной области прогибы выполнялись терригенными, хемогенными и вулканогенными отложениями (эвгеосинклиналь). Миогеосинклиналь и эвгеосинклиналь различаются как по типам породных ассоциаций, т.е. в формационном плане, так и особенностями осадочного и вулканогенно-осадочного рудообразования.

Тектоническое строение и развитие северной части Байкальской горной области в позднем докембрии и раннем палеозое свидетельствуют о сложности этого развития и разнообразии тектонических режимов. Этим объясняется факт существования различных воззрений на тектоническую сущность региона – древнее темя Азии, байкалиды, каледониды. Каждое из воззрений, надо сказать, находит фактическое обоснование, но все-таки идея древнего темени больше учитывает развитие в раннем докембрии, идея байкальской складчатости – в позднем докембрии или раннем палеозое, идея каледонид – в раннем палеозое. Все они в совокупности, а не исключительно, как это часто ранее представлялось, характеризуют тектоническое строение региона. Только лишь следует оговориться в отношении байкальской складчатости. Есть мнение, что ее следует ограничить рамками докембрия и не распространять на нижний палеозой (Павловский, 1960). Однако если рассматривать отложения трехчленного комплекса, холоднинской, няндонинской и баргузинской свит в возрастном отношении как низы нижнего палеозоя (эокембрий), то байкальскую складчатость необходимо считать не эпохой складчатости, а фазой складчатости, относящейся к каледонскому тектогенезу.

ЛИТЕРАТУРА

Бажин Ю. М., Дарижапов А. Д. Марганценосные нижнепалеозойские отложения Северо-Байкальского нагорья.– Труды отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, 1970, вып. 2 (10).

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., "Наука", 1969.

Васильев И. Л., Перинова Э. П., Язмир М. М. Корреляция нижнекембрийских отложений Ерванинского рудного района (Центральная Бурятия).– Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 6.

Васьковский Д. П., Мануйлова М. М. О древней коре выветривания на основных и ультраосновных породах Довыренской интрузии (Северное Прибайкалье).– Труды Бурят. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1963, № 11.

Гапеева Г. М. Формация порфиров.– В кн. "Магматические формации". Труды третьего Всес. петрограф. совещания. М., "Наука", 1964.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., "Наука", 1968.

Головенок В. К. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области.– Сов. геология, 1967, № 12.

Гурулев С. А. Послеснижнекембрийские интрузии Баргузинского хребта.– Труды Бурят. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1962, № 9.

Гурулев С. А. К стратиграфии нижнего палеозоя Баргузинского хребта.– Труды Бурят. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1964а, вып. 15.

Гурулев С. А. О границе нижнего кембрия и докембрия в Северном Прибайкалье.– Труды Бурят. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1964б, № 15.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., "Наука", 1965.

Гурулев С. А. Перспективы использования дистеновых кристаллических сланцев Северного Прибайкалья как алюминиевого сырья.– Труды отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, серия геол., 1970, вып. 2 (10).

Гурулев С. А., Самбуев К. С. Дресвяники преднижнекембрийской коры выветривания на породах Чайского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье).– Труды Бурят компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1964, вып. 15.

Додин А. Л., Маньковский В. К. Новые данные по корреляции разрезов докембрия Присаянья и Прибайкалья.– Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1.

Другов С. И. Стратиграфия докембрия Байкало-Патомского нагорья.– В кн. "Труды межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы Сибири". М., Изд-во АН СССР, 1958.

Замараев С. М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы.– В сб. статей по геофизическим исследованиям, вып. 2. М., Гостоптехиздат, 1962.

Мануйлова М. М. Вулканогенные породы бассейна р. Большой Мини и их метаморфизм (Северо-Байкальское нагорье).– Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9.

Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.– Л., "Наука", 1964.

Мац В. Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития). Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.– Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 99, № 31.

Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Павловский Е. В., Ескин А. С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М., "Наука", 1964.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., "Недра", 1964.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., "Недра", 1967.
Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. – В кн. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений". М., "Наука", 1966.
Цыренов Д. Ц., Дубченко В. И. Местонахождение кембрийской фауны в осадочно-метаморфических породах Северо-Байкальского нагорья. – Докл. АН СССР, 1962, т. 408, № 2.
Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., "Недра", 1966.
Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. Исследование первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста. – Геохимия, 1965, № 5.

Б. А. ДАЛМАТОВ, М. М. ЯЗМИР

ВЛИЯНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В РАННЕМ И СРЕДНЕМ КЕМБРИИ

Влияние Северо-Муйской глыбы на седиментогенез в кембрии одним из первых установил Л. И. Салоп (1954). По его мнению, оно сказалось на мощностях отложений. К этому вопросу названный исследователь неоднократно возвращался и позднее (Салоп, 1962, 1964, 1967). М. М. Язмир (1966) обратил внимание на то, что влияние докембрийской Северо-Муйской глыбы не ограничивается контролем мощностей и составом вендских отложений, но проявляется и в особенностях химизма карбонатного осадконакопления кембрия. Позднее авторам настоящей работы на основании палеонтологических данных удалось показать, что развитие Янгудо-Мамаканской и Киляндской зон (Салоп, 1954) шло в значительной мере разными путями. Ниже приведены материалы к обоснованию данного положения.

Кембрийские отложения бассейна р. Янгуды отнесены нами к ботомскому, ленскому, амгинскому и майскому (?) ярусам. Ботомский ярус представлен двумя свитами – археоциатовской и уранской. Археоциатовская свита (мощность 500 м) в стратотипе по руч. Гукитик (юго-западный склон горы Археоциатовой) сложена массивными и грубослоистыми, часто брекчиевидными известняками. В нижней части разреза здесь обнаружены[1] археоциаты Robustocyathus ex gr. salebrosus (Vologd.), Ajacicyathus latini Jazmir, Ajacicyathus sp., Ethmophyllum sp.; трилобиты Bulaiaspis sajanica Rep., Parapoliella (?) sp. и породообразующие водоросли Renalcis granosus Vologd., Epiphyton fruticosum Vologd., Epiphyton sp.

К юго-востоку от описанного разреза и ближе к Северо-Муйской глыбе, в бассейне руч. Большой Коче, по данным Г. Л. Митрофанова, в состав археоциатовской свиты входят (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Зелено-серые гравелиты с линзами и галькой доломитов и мергелей. На сидельтинской свите вендского комплекса гравелиты залегают с параллельным стратиграфическим несогласием	6
2. Пачка перемежаемости слоев (мощностью 1–2 м) серых доломитовых брекчий и известняков	26
3. Темно-серые известняки с редкими пластовыми строматолитами и микрофитолитами. В кровле пачки обнаружены трилобиты Bulaiaspis sajanica Rep.	23
4. Темно-серые известняки с онколитами	25
5. Светло-серые плитчатые доломитовые известняки с остатками трилобитов Jangudaspis nodus Ogienko, J. Princeps Ogienko.	

[1] Все определения трилобитов без ссылки на палеонтолога выполнены Б. А. Далматовым, археоциат – М. М. Язмиром, водорослей – И. К. Язмир.

В районе высоты 1176,0 В. Л. Тихоновым выявлен горизонт светло-серых карбонатных пород с трилобитами Jangudaspis princeps Ogienko, J. nodus Ogienko, J. anomalis Ogienko, Bulaiaspis sajanica Rep., Redlichina sp. (определение Л. В. Огиенко), который, по-видимому, может быть сопоставлен с пятой пачкой разреза кембрия, описанного по руч. Большой Коче.

Общая мощность археоциатовской свиты в разрезе на руч. Большой Коче равна 117 м.

Уранская свита (мощность 500 м) сложена главным образом битуминозными темно-серыми до черных известняками, реже – серыми грубослоистыми и массивными их разностями. В бассейне руч. Малый Гукит в разрезе свиты (в интервале 300–500 м от основания) встречены археоциаты Archaeolynthus spinosus Jazmir, Ajacicyathys sp. 1, Archaeofungia aff. vernalis Voronin, Ethmophyllum gukiticum Vologd., Robertocyathus sp.; трилобиты Erbia sp., Chondragraulos sp. На руч. Узком в синхронных отложениях обнаружены археоциаты Capsulocyathus sp., Laminaecyathus triangulatus Jazmir, Rabdocyathella sp., Uralocyathella sp., Ajacicyathus sp., Ethmophyllum ornatum Jazmir, E. gukiticum Vologd., E. jangudicum Vologd., Archaeofungia jangudiana Vologd., Robertocyathus jangudicus Jazmir, Robertocyathus sp., Jangudacyathus simplex Jazmir, Cosmocyathys perforatus Jazmir, Coscinocyathus jangudicus Vologd., Szecyathus cylindricus Vologd., Dictyocyathus sp. и др. Из трилобитов здесь встречены Redlichina sp., Chakasskia minussensis Polet., Jangudaspis convexus Ogienko, Bathyuriscellus firmus Ogienko, Erbia sp., Parapoliella (?) sp., Milaspis sp., Binodaspis sp.; Chondragraulos sp. Характерны для этих отложений породообразующие водоросли Renalcis polimorphus (Masl.), Tubercularia latiuscula Vologd., Protuberantia vezsicularites Vologd., Chabakovia tuberosa Korde, Ch. cavitata Korde, Epiphyton retiforme Vologd., Epiphyton (?) kordeae I. Jazmir. Кроме того, здесь встречены трубки червей, спикулы губок, раковинки беззамковых брахиопод Kutorgina lenaica Lerm., Nisusia sp.

Уранская свита имеет плавные (постепенные) взаимопереходы к нижележащим и вышележащим отложениям. В левом борту руч. Большой Коче разрез этой свиты значительно меньше по мощности (69 м), чем в других местах, и несколько отличается литологически. Здесь на плитчатых светло-серых известняках археоциатовской свиты согласно лежат, по данным Г. Л. Митрофанова (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Светло-серые массивные брекчиевидные известняки	12
2. Серые и интенсивно трещиноватые известковые доломиты с резким запахом сероводорода при ударе	50
3. Темно-серые окварцеванные известняки с прожилками и гнездами кальцита и халцедона	7

Ленский ярус представлен в бассейне р. Янгуды качинской свитой, которая на левобережье р. Янгуды состоит из двух пачек: нижней – массивных темно-серых известняков (мощность 25 м) с трилобитами Kootenia cf. dausoni Walc. и Granularia obrutchevi Polet., брахиоподами Kutorgina aff. cingulataeformis Lerm. и верхней – плитчатых известняков с кремнями (мощность 165 м). В стратотипе по руч. Большой Коче (правобережье р. Янгуды) Г. Л. Митрофанов к этой свите относит (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Известняки серые, грубослоистые, детритовые, с гнездами белого кальцита и послойно окремненные (линзы черных кремней)	12
2. Известняки тонкослоистые, серые и светло-серые, с гнездами кремнистых образований	35
3. Тонкослоистые серые и темно-серые известняки с большим количеством линзовидных и караваеобразных кремнистых стяжений по слоистости . .	45

Общая мощность свиты в стратотипе – 110 м.

Амгинский ярус в бассейне р. Янгуды представлен отложениями доманикового типа (огненская свита). Названная свита (мощность – 660 м) сложена плитчатыми и

листоватыми темно-серыми (до черных) известняками и мергелистыми известняками с остатками трилобитов Peronopsis fallax (Linrs.), Oryctocephalus aff. walcotti Ress., Oryctocephalops cf. frischenfeldi Lerm., Oryctocara lata N. Tchern., O. cf. geikei Walc., Oryctocara sp., Tonkinella sibirica N. Tchern, T. cf. sisimica Rep., Anomacaroides sp.

На руч. Большой Коче (данные Г. Л. Митрофанова) огненская свита имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. На кремнистых известняках качинской свиты согласно залегают тонкоплитчатые до листоватых черные со скорлуповатыми отдельностями известняки	35
2. Темно-серые тонкоплитчатые известняки	30
3. Известняки, аналогичные описанным выше, но с включениями черных кремней и прожилками кальцита	17
4. Известняки темно-серые (до черных) со скорлуповатыми отдельностями. Остатки трилобитов представлены Oryctocephalops planus Dalmatov и Tonkinella sibirica N. Tchern	20

Майский ярус, выделенный в значительной мере условно, представлен казанкинской свитой (мощность 400 м), которая сложена пестроцветными (зелеными, лиловыми, серыми, желтоватыми, кремовыми) мергелистыми известняками. По данным Г. Л. Митрофанова, в основании разреза находится горизонт конглобрекчий мощностью около 30 м. Обломочная часть брекчий представлена белыми, серыми, розоватыми известняками огненской свиты.

Разрезы бассейна р. Янгуды показывают, что при приближении к Южно-Муйской глыбе (с севера на юг или от левобережья р. Янгуды к ее правобережью) происходит уменьшение мощностей известняков, с увеличением доли грубообломочного материала в одновозрастных отложениях.

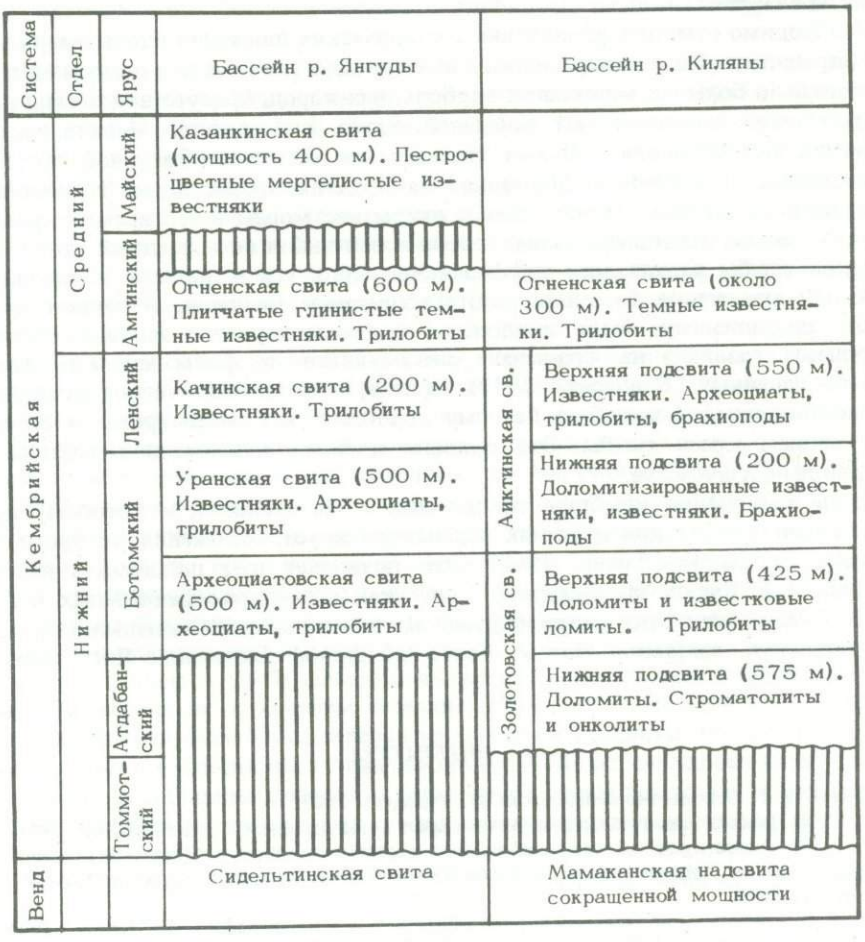
В бассейне р. Киляны кембрийская система представлена нижним и средним отделами. В составе нижнего отдела объединяются золотовская и аиктинская свиты, среднего – огненская. Золотовская свита (1000 м) подразделена на две подсвиты. Нижняя подсвита золотовской свиты условно отвечает атдабанскому, а верхняя – нижней части ботонского яруса. Нижняя подсвита золотовской свиты (мощность 575 м) сложена грубослоистыми доломитами преимущественно светло-серой и серой окраски, в нижней части разреза – песчанистых. Контакт с мамаканской надсвитой резкий, подчеркнут прослоем (5 см) кварцевых песчаников на доломитовом цементе. В описанных отложениях часто встречаются строматолиты и микрофитолиты, а также проблематические образования, вероятно, растительного происхождения.

Ботомский ярус в бассейне р. Киляны объединяет верхнюю подсвиту золотовской и нижнюю – аиктинской свит. Верхняя подсвита золотовской свиты (мощность 452 м) представлена грубослоистыми доломитами и известковыми доломитами преимущественно темно-серого и черного цветов. В отложениях подсвиты широко развита фитопроблематика. К этой подсвите приурочена находка Н. П. Андреевым трилобита Bulaiaspis aff. limbata Rep. Нижняя подсвита аиктинской свиты (мощность 200 м) представлена пачкой перемежающихся слоев массивных доломитизированных известняков и известняков серого и темно-серого цвета. На руч. Аикта в нижней части подсвиты обнаружена Kutorgina sp.

В ленский ярус входит верхняя подсвита аиктинской свиты (мощность около 550 м). Литологически подсвита сложена серыми, темно-серыми и черными, массивными или рассланцованными известняками. В средней части разреза подсвиты по руч. Золотому обнаружены трилобиты Edelsteinaspis ornata Lerm., Kooteniella sp., Kooteniella slatkowskii (Schmidt), Kootenia sp., археоциаты Ethmophyllum sp., брахиоподы рода Kutorgina, многочисленные трубки червей, спикулы (?) губок и водоросли Epiphyton sp.

В верхней части у кровли А. А. Малышевым обнаружены трилобиты Kooteniella slatkowskii (Schmidt), Chondragraulos minussensis Polet., Namanoia sp., Erbia sp., Kootenia sp. (определения Л. В. Огиенко) и брахиоподы Kutorgina sp., Nisusia sp.

Схема сопоставления кембрийских отложений
бассейнов рек Янгуды и Киляны



Средний отдел кембрия представлен огненской свитой (низы амгинского яруса). К огненской свите (мощность 300 м) отнесена пачка темно-серых, до черных массивных и грубослоистых известняков с трилобитами Olenoides aff. convexus Lerm., Ptychoparia kochibei Walc., обнаруженными в 10 стратиграфически выше слоев с трилобитами ленского яруса (руч. Аикта).

Изложенный материал позволяет сделать следующие сопоставления и выводы.

В томмотском и атдабанском веках северо-восточный край глыбы был приподнят, на что определенно указывает перерыв в осадконакоплении между вендом и ботомским ярусом. Послевендский перерыв по юго-западному флангу глыбы был короче и соответствовал продолжительности томмотского века. В течение ботомского века осадконакопление вдоль юго-западного склона глыбы характеризовалось лагунными условиями (осаждение доломитов, развитие строматолитовых построек, отсутствие или эпизодическая встречаемость археоциат). На северо-восточном склоне господствовали условия нормального морского бассейна с обильной и разнообразной фауной (включая многочисленных археоциат). Донные отложения были представлены главным образом биогенными и органогенно-обломочными известковыми образованиями с пониженным содержанием солей магния. В ленском – амгинском веках вдоль северо-восточного края глыбы отлагались известковые илы, впоследствии преобразованные в доманиковую формацию. На юго-западном склоне формировались органогенные и органогенно-обломочные грубослоистые известняки. В майском (?) веке после непродолжительного перерыва возобно-

вилось осадконакопление возле северо-восточного склона Муйской глыбы (пестроцветная карбонатная формация). На юго-западном ее склоне синхронные образования не известны.

Необходимо отметить проявление тектонических движений вдоль северо-восточной окраины глыбы, что выразилось в наличии двух перерывов в осадконакоплении, сравнительно больших мощностях карбонатных пород, присутствии доманиковой и пестроцветной известняковых формаций. Вдоль юго-западного фланга глыбы эти движения не проявились. В нем сначала, как следствие лагунной обстановки, образовалась доломитовая формация. На поздних этапах также господствовали отложения мелководья, хотя связь с открытым морем в это время улучшилась. Таким образом, противоположные северо-восточный и юго-западный края Северо-Муйской глыбы развивались дифференцированно, что и привело к литолого-фациальным различиям бассейнов соответствующих участков. В раннем кембрии глыба, по-видимому, была наклонена к юго-западу, что вначале определило длительное развитие на юго-западе аккумулятивных форм морских, главным образом лагунных (Бондарчук, 1949) берегов, а затем – бассейнов лагунного типа. Северо-восточный фланг был поэтому приподнят и компенсировался блоковым погружением краев глыбы. Это привело к более напряженной тектонической истории данного участка.

Наши выводы по кембрию согласуются с заключением, к которому пришел Л. И. Салоп (1954) при изучении алданского яруса, отложения которого теперь отнесены к венду (Язмир, 1968). Это позволяет нам поддержать выделение Килянской и Янгудо-Мамаканской "зон" как структурно-фациальных подразделений. Однако ранг этих подразделений нам представляется завышенным, так как они являются составной частью более обширной Бирамьино-Янгудской зоны (Язмир, 1966).

ЛИТЕРАТУРА

Бандарчук В. Г. Основы геоморфологии. М., Учпедгиз, 1949.

Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны.– Труды ВСЕГЕИ, 1954, т. 1.

Салоп Л. И. Существуют ли две кембрийские серии и ордовик в Средне-Витимской горной стране? – В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 8. Улан-Удэ, 1962.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. Стратиграфия. М., "Недра", 1964.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., "Недра", 1967.

Язмир М. М. К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны.– Труды Башк. компл. науч-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1966, вып. 21.

Язмир М. М. Биостратиграфия и археоциаты раннего палеозоя Байкало-Витимской горной страны. Автореф. канд. дисс. Иркутский госуниверситет. Иркутск – Улан-Удэ, 1968.

М. М. ЯЗМИР

К ВЫДЕЛЕНИЮ ПОДЗОН В ДЖИДИНСКОЙ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЕ

Вопросы тектонического строения и, в частности, палеотектоники нижнего палеозоя Джидинской зоны рассматривались в многочисленных работах – Е. Н. Смолянского (1964), В. П. Арсентьева (1965), В. Г. Беличенко (1969) и др. Имеется также ряд сводок (Налетов, 1961; Нагибина, 1963; Амантов, 1972), в которых затронута поднятая проблема. Наиболее авторитетными на сегодня считаются представления Е. Н. Смолянского (1964), в значительной мере воспринятые В. Г. Беличенко (1969).

По Е. Н. Смолянскому и В. Г. Беличенко, Джидинский синклинорий представляет собой асимметричную структуру, в развитии которой большую роль играли явления местной структурной инверсии и глубинные разломы северо-западного простирания.

Первостепенную роль в формировании взглядов на тектонику района играли стратиграфические построения, основы которых для палеозоя Джиды были заложены еще в 1934–1956 гг. М. В. Бесовой и П. И. Налетовым и развиты затем (1950–1969) в работах Н. П. Михно, Е. Н. Смолянского, В. Г. Беличенко, А. Л. Додина, В. М. Афанасьева, Н. Б. Бардаханова. П. Б. Ламатханова, Ц. Б. Тарчимаева, Е. М. Багадаева и др. Стратиграфическая шкала нижнего палеозоя, выработанная по их данным, включала только две свиты: нижнюю – хохюртовскую (по Е. Н. Смолянскому – хасуртинскую) – вулканогенно-осадочную и верхнюю – джидинскую – терригенно-карбонатную. Лишь в 1969 г. Н. Б. Бардаханов и П. Б. Ламатханов выделили в северо-западной части зоны ниже хохюртовской свиты оронгодойскую карбонатно-сланцевую свиту, которая датировалась в интервале верхний протерозой – нижний кембрий. В том же году В. Г. Беличенко (1969) обосновала выделение четвертой – хурликской (конгломерато-песчаниковой) свиты, которая была названным исследователем отнесена к верхнему кембрию.

В наших построениях кроме перечисленных свит мы учли введенную Н. П. Михно еще в 1950 г. уленгинскую конгломерато-песчано-сланцевую свиту. При этом мы пришли к убеждению, что самой древней (вендской) нижнепалеозойской толщей необходимо признать оронгодойскую свиту, а хохюртовской следует назвать карбонатно-песчано-сланцевую свиту нижнего кембрия верховьев р. Хохюрты. Ее стратиграфический аналог – эффузивно-осадочную толщу среднего течения р. Джиды приходится признать самостоятельной (по Е. Н. Смолянскому – хасуртинской) свитой. Кстати, идею о необходимости выделения двух нижнекембрийских свит отдельно – в верховьях и среднем течении р. Джиды подала первой Н. В. Шталь (1965). Джидинская свита была переведена ею в ранг надсвиты. Возраст последней датируется нами в пределах венд – нижний кембрий (по определениям акритархов), в силу чего она сопоставима с разрезом (суммарно) оронгодойской и хохюртовской свит. Выше джидинской надсвиты и хохюртовской свиты выделяется уленгинская свита (средний ? отдел кембрия). Венчает разрез пестроцветная хурликская свита, условно отнесенная В. Г. Беличенко (1969) к интервалу верхний кембрий – ордовик.

Данные по структуре нижнего палеозоя Джидинской зоны многочисленны, но детальность известных материалов и их достоверность далеко не равноценны.

Джидинская зона прослеживается в продольном направлении вдоль государственной границы с Монгольской Народной Республикой от верховьев р. Цеже до верховьев р. Джиды. В поперечном сечении она фиксируется от монголо-советской границы на юго-западе до юго-восточных предгорий хребта Хамар-Дабан. В пределах рассматриваемого района выделяются несколько площадей, характеризующихся структурной спецификой: Хамнейско-Цакирская, Хасуртинско-Хурай-Цакирская, Хохюрта-Дархинтуйская и Тотхолта-Мулустайская.

Для Хамнейско-Цакирской площади (Хамнейская подзона) характерны северо-восточные падения крыльев складок, как нормально залегающих, так и опрокинутых. Лишь на северо-западном фланге этой площади простирание складок меняется почти на 90° (Цакирское замыкание).

Хасуртинско-Хурай-Цакирская площадь характеризуется северо-западным направлением структур. Однако в отличие от Хамнейско-Цакирской площади здесь развиты сопряженные антиклинальные и синклинальные (в основном симметричные) складки и сравнительно редки опрокинутые складчатые структуры. В районе р. Дархинтуй (Хурай-Цакирское замыкание) наблюдается заворот структур. В пределах Хасуртинско-Хурай-Цакирской площади можно выделить также сложную, но в целом грабен-синклинальную Уленгинскую структуру. Последняя ограничена с юго-западной и северо-восточной сторон глубинными разломами, которые подчеркнуты цепочками выходов гипербазитов. Северо-западная часть этой структуры поглощена гранитоидами.

Хохюрта-Дархинтуйская площадь отличается моноклинальным падением складчатых структур к северо-востоку. Изменение направления складчатости наблюдается только в двух крайних пунктах – в верховьях р.Джиды (Биту-Джидинское замыкание) и в верховьях р. Дархинтуй (Дархинтуйское замыкание). Наконец, последняя площадь, Тотхолта-Мулустайская, отличается преимущественно юго-западными падениями крыльев складок, простирание которых в общем сохраняется в господствующем северо-западном направлении. С севера и северо-запада эта полоса, по данным Н. Б. Бардаханова и П. Б. Ламатханова, ограничена мощными разрывными нарушениями. Завороты структур отмечаются как на севере района (Мулустайское замыкание), так и в его северо-западном углу. В зоне попарного сочленения Хамнейско-Цакирской с Тотхолта-Мулустайской и Хасуртинско-Хурай-Цакирской с Хохюрта-Дархинтуйской площадей наблюдаются завороты структур, а в одном случае картируется структурный "нос". В полосе, где разрешаются напряжения, вызванные противоположными деформирующими силами, Е. Н. Смолянским "отрисована" осложненная разрывными нарушениями антиклинальная Дархинтуйская структура, которая делит Джидинскую зону на две примерно равные части – северо-западную и юго-восточную. Е. Е. Баурина (1970) придает этому (Дархинтуйскому) разлому значение рудоконтролирующего.

Вопросы о формационной принадлежности осадочных образований нижнего палеозоя Джидинской зоны довольно сложны. В последней работе В. Г. Беличенко (1969) выделялся следующий формационный ряд: терригенно-вулканогенная и спилит-диабазовая формации биту-джидинской и хохюртовской свит, флишоидная формация джидинской свиты и молассовая формация хурликской свиты. В этой схеме терригенно-вулканогенная и спилит-диабазовая формации приняты как понятия равного объема, хотя вторая таксономически должна быть подчинена первой. Вызывает возражение выделение молассовой формации, которую, строго говоря, можно назвать только молассоидной. Что же касается флишоидной формации, то этот термин (Справочник...,1970) лишен строгой определенности и должен быть дополнительно охарактеризован. В отличие от типичного флиша в состав пород "флиша" джидинской свиты входят "сверхноменклатурные" туфы кислого и среднего состава, покровы эффузивов и мощные линзообразные тела массивных песчанистых известняков, зато отсутствуют горизонты глыбовых конгломератов.

Нами в пределах Джидинской зоны выделяются: вулканогенно-осадочная надформация со спилит-диабазовой, андезитовой и аспидной формациями, а также граувакковая – флишоидная и молассоидная формации.

Учитывая ритмичность флишевого типа, наличие вулканических туфов и пачек силицитов, обломочных известняков и углистых сланцев, присутствие характерных минералов (чаще – пирита и реже – сидерита), чередование в разрезе глинистых сланцев (филлитов) и песчаников и нередко их тонкоритмичное переслаивание, находки гиероглифов и знаков ряби на поверхностях пластов, допустимо оронгодойскую (северный тип разреза) и хохюртовскую свиты, а также джидинскую надсвиту отнести к аспидной формации. Однако в отличие от формационного типа аспидная формация Джидинской зоны включает значительное количество карбонатного материала, грубообломочных образований (конгломератовидные породы) и эффузивов. Последние занимают, впрочем, совершенно незначительный (менее 1%) объем в общем наборе фаций и не могут поэтому служить критерием выделения какой-либо из вулканических формаций. В аспидной формации Джиды выделяются две подформации: нижняя – терригенно-карбонатная и верхняя – карбонатно-терригенная. Спилит-диабазовая формация характеризуется набором фаций хасуртинской свиты, андезитовая – фациями оронгодойской свиты (южный тип разреза). Флишоидная "граувакковая" формация ограничена объемом уленгинской свиты. Наконец, малассоидная формация включает пестроцветную хурликскую свиту.

Формационные и структурные различия отдельных площадей Джидинской зоны достаточно велики (схема) и в совокупности позволяют расчленить Джидинскую зону на четыре подзоны: Хамнейскую, Хасуртинскую, Далахайскую и Енгорбойскую.

Схема сопоставления формаций и формационных рядов по подзонам Джидинской зоны

Далахайская подзона	Енгорбойская подзона	Хамнейская подзона	Хасуртинская подзона
Молассоидная формация пестроцветных грубообломочных отложений. Хурликская свита			
Перерыв	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют
			Флишоидная "граувакковая" формация; терригенные и карбонатные породы; вулканомиктовые породы эффузивов основного состава. Улентинская свита
			Перерыв
Карбонатно-терригенная подформация аспидной формации. Чередование терригенных и карбонатных пород. Характерны конгломератовидные породы. Редкие прослои средних эффузивов. Хохюртовская свита	Карбонатно-терригенная подформация аспидной формации. Хохюртовская свита	Аспидная формация. Неотчлененные друг от друга карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные подформации при подчиненном значении пачек основных эффузивов и туфогенных пород кислого и среднего состава. Джидинская надсвита	Спилит-диабазовая формация. Диабазовые порфириты, спилиты, пирокластические породы основного, реже среднего состава; кремнистые и карбонатные породы. Хасуртинская свита
Аспидная формация. Терригенно-карбонатная подформация. Преобладают карбонатные породы. Характерны метаэффузивы среднего состава. Оронгодойская свита	Андезитовая формация		
	Эффузивы и метаэффузивы среднего состава. Кислые пирокластические породы, карбонатные породы слоистые и рифогенные. Оронгодойская свита		

Хамнейская подзона сложена аспидной формацией. В северной части развития последней Е. Е. Батуриной (устное сообщение, 1972 г.) обнаружены кислые и основные эффузивы, на других участках лавы не отмечались. Большинство исследователей обращают внимание на увеличение площадей известняков вдоль юго-западной и северо-восточной границ подзоны. Примечательны также узкие линейные поперечно трассирующиеся выходы терригенных пород среди карбонатных полей. Формация характеризуется изоклинально-складчатыми структурными формами, с общим северо-восточным направлением падения крыльев. Юго-западная граница подзоны проводится по разрывным нарушениям, северо-западная – по Дархинтуйскому разлому, северо-восточная часть "съедена" гранитоидами, юго-восточная – находится в пределах территории МНР.

Хасуртинская подзона сложена двумя формационными подразделениями (снизу вверх) – спилит-диабазовой формацией и флишоидной "граувакковой" формацией. Спилит-диабазовая формация составляет латеральный ряд из двух подформаций – спилит-диабазово-карбонатной и кремнисто-карбонатной. Первая развита в юго-западной части подзоны, а вторая – в северо-восточной. Флишоидная "граувакковая" формация выполняет древнюю грабен-синклинальную структуру в поле

развития спилит-диабазовой формации. Структурные отношения названных формаций – дизъюнктивные, что подчеркивается выходами гипербазитов цакирского комплекса вдоль границ развития флишоидной формации. Перечисленные геологические тела прослеживаются в северо-западном направлении и характеризуются в основном симметричными формами складчатости, осложненными многочисленными разрывными нарушениями. Северо-восточная и северо-западная границы подзоны осложнены разломами, юго-западная часть проплавлена послекембрийскими гранитоидами, а юго-восточная – открыта в сторону МНР.

Далахайская подзона сложена аспидной и молассоидной формациями. В аспидной формации выделяются: нижняя – терригенно-карбонатная – и верхняя – карбонатно-терригенная подформации. Первая несколько более метаморфизована, чем вторая. Вдоль ее северных границ отмечаются метаэффузивы (ортосланцы) среднего состава. Вторая подформация включает (кроме характеризующей ее массы пород) также конгломератовидные породы, изредка – покровы андезитовых порфиритов. Пестроцветные молассовидные отложения слагают небольшой тектонический блок. Нижнепалеозойская толща в целом образует сложный асимметричный синклинал. Его узкое северное крыло характеризуется нормальными и опрокинутыми структурными формами, с преобладающим юго-западным падением крыльев. Более широкое юго-восточное крыло имеет северо-восточное падение. Северо-западная, северо-восточная и юго-восточная границы подзоны проводятся по разрывным нарушениям. В юго-западном направлении подзона уходит на территорию МНР, от Енгорбойской подзоны отделяется разломом.

Енгорбойская подзона прослеживается в виде узкой полосы с юга, вдоль юго-восточной границы Далахайской подзоны. В ней выделяется только андезитовая формация. Северная граница подзоны проводится по разрывному нарушению. С юго-запада она уничтожена выходами послекембрийских гранитоидов.

В палеоструктурном отношении в Джидинской зоне можно уверенно выделить три прогиба – Далахайский, Хамнейский и Хасуртинский и предположительно четвертый – Енгорбойский.

Далахайский прогиб занимал всю северо-западную часть Джидинской зоны. Его северо-восточная окраина представляется унаследованной от существовавшего на этом месте вернепротерозойского прогиба. Северо-восточная его часть ограничивалась глубинными разломами, местами сопровождавшимися внедрениями гипербазитов. С северо-запада Далахайский прогиб ограждался Хамар-Дабанским поднятием, а с востока – Бильчирским выступом Хамар-Дабанского поднятия и поперечным Бартойским выступом Хамар-Дабанского поднятия и поперечным Бартойским валом. Как положительная палеотектоническая структура он выделялся еще в 1964 г. Е. Н. Смолянским. С юго-западной стороны Далахайский прогиб, возможно, окаймлялся поднятием, на границе с которым располагался вулканический пояс. Свидетелями существования южного поднятия являются обломки древних интрузивных пород и гнейсов, нередко встречающиеся в раннепалеозойских пирокластических породах южного типа оронгодойской свиты. Далахайский прогиб является асимметричным. Отчасти этим можно объяснить расположение гипербазитов только вдоль его северо-восточной границы.

Хамнейский прогиб, так же как и Далахайский, вероятно, имел бóльшую, чем ныне наблюдаемая по выходам формаций, ширину. Очевидно, его северо-западный и северо-восточный контуры определялись Бартойским валом, Хамар-Дабанским поднятием и Торейской ступенью. Можно предположить, что между описываемым и Хасуртинским прогибом с юга находилась узкая перемычка, впоследствии сорванная разрывными нарушениями. Наряду с основной и второстепенными продольными структурами в Хамнейском прогибе существовали поперечные валообразные поднятия, чередующиеся с примыкающими к ним углублениями. Не исключено, что аналогичные структуры могли быть и в остальных прогибах.

Хасуртинский прогиб представляется наиболее сложным палеотектоническим сооружением. Наряду с глубоко погруженными в нем существовали и приподнятые вулканические участки. Последние располагались в юго-западной части прогиба, а первые – в северо-восточной. В среднекембрийскую эпоху здесь образовался древ-

ний рифтоподобный Уленгинский желоб. Хасуртинский прогиб с северо-запада ограничивался Бартойским валом, с северо-востока – перемычкой, отделявшей его от Хамнейского прогиба. По-видимому, и с юго-запада он был ограничен древним жестким массивом.

Различие структур и вещественного состава сравнительно узких юго-западных и более широких северо-восточных подзон указывает на разнотипность земной коры занимаемых ими участков. Первые из них располагались по дробящемуся краю сравнительно жесткого массива, вторые – на более легко прогибающемся и сминающемся субстрате. Джидинский прогиб, таким образом, был асимметричным прежде всего потому, что его юго-западное крыло было резко приразломным, а северо-восточное – в значительной мере причлененным. Это важное обстоятельство отразилось и на складчатой структуре зоны, разнотипность которой бросается в глаза даже при беглом взгляде на региональную геологическую карту. В этом смысле складчатую структуру зоны вряд ли целесообразно рассматривать как синклинорную (Смолянский, 1964; Беличенко, 1969). Может быть, учитывая резко асимметричное строение (Язмир, 1973) и значительную роль разломов в ее формировании (Амантов, 1972), целесообразнее рассматривать данную зону как пример специфической Забайкальской *рифтоклинорной* складчатой структуры. Этим названием мы хотели бы подчеркнуть зависимость последующих складчатых деформаций от исходной структуры прогиба, рифтогенный тип которого открыт ранее (Амантов, 1972).

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии. Автореф. докт. дисс. Л., ЛГУ, 1972.

Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР.– В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 9. Улан-Удэ, 1965.

Батурина Е. Е. О связи мезозойской металлогении Джидинского рудного района с блоковой тектоникой.– Труды отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, серия геол., 1970, вып. 2 (10).

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., "Наука", 1969.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.– Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 79.

Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Смолянский Е. Н. Нижнепалеозойские отложения юго-западного Забайкалья.– В кн. "Геология СССР", т. XXV, Бурятская АССР, ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра", 1964.

Справочник по тектонической терминологии. Под ред. Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова. М., "Недра", 1970.

Шталь Н. В. Забайкалье.– В кн. "Стратиграфия СССР. Кембрийская система". М., "Недра", 1965.

Язмир М. М. Асимметрия структурно-формационных зон и складчатых деформаций рифея и нижнего палеозоя Бурятской АССР.– В сб. "Геосинклинальные пояса центральной Азии (тектоника Забайкалья"). Материалы к X сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

В.И. СИЗЫХ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ХИЛОКСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ (Западное Забайкалье)

Хилокская[1] структурно-формационная зона расположена в бассейне р. Хилок. С юга она ограничена Монголо-Охотским разломом, а с севера Тугнуй-Кижингинским. Поперечные разломы северо-западного направления (Нижне-Чикойский и

[1] Эта же зона известна под названием "Малханской", но в этом случае она охватывает меньшую площадь.

Читино-Бораинский) отделили ее от смежных территорий: р. Олекмы на северо-востоке и хр. Хамар-Дабана на западе, имеющих несколько иное геологическое развитие.

Общая тектоническая структура Хилокской зоны или ее фрагменты рассмотрены в работах М. С. Нагибиной (1963), В. В. Старченко (1962), И. Н. Фомина (1966), В. И. Сизых (1967), К. Б. Булнаева и др. (1968), Ю. В. Комарова (1972), В. А. Амантова (1972), Е. Н. Алтухова и др. (1973) и многих других.

Значительное влияние на формирование структур Хилокской зоны оказали раннекаледонская (возможно, позднебайкальская) складчатость и мезозойская орогенная активизация.

Строение байкальских каледонид наиболее полно в последние годы было разобрано В. Г. Беличенко и П. М. Хреновым (1965). Ими от оз. Байкал на юго-восток последовательно выделяются краевая геоантиклиналь, эвгеосинклиналь и внутренняя геоантиклиналь, частью которой является Хилокская зона.

Внутренняя (или срединная) геоантиклиналь разделила раннекаледонскую область на Джида-Витимскую и Монгольскую системы. Геоантиклинальный режим Хилокской зоны устанавливается по зеленокаменной катаевской толще, относимой к порфиритовой формации (Фомин, 1966; Сизых, 1967).

Катаевская толща по набору пород и характеру разреза (перемежаемость эффузивов основного, среднего и кислого состава, а также наличие туфолав) близка к субконтинентальным вулканогенным формациям (в частности, андезитовой), накапливающимся в приразломных прогибах. Однако эти же признаки и региональные построения позволили Е. Н. Алтухову и др. (1973) отнести катаевскую толщу к орогенной геоантиклинальной формации рифеид и на этом основании выделить позднерифейскую Малханскую терригенно-вулканогенную геоантиклиналь.

В пределах Хилокской зоны отсутствуют образования ордовика, силура и девона, поэтому о тектоническом режиме в течение этих периодов судить трудно.

В нижнем и среднем карбоне в бассейне р. Чикой на ее широтном отрезке накапливались грубообломочные породы гутайской свиты, а в бассейне р. Хилок, южнее станции Могзон, – ортинкской свиты. Грубообломочный характер и незначительная мощность свит (около 1 км) позволяют отнести их к молассовой формации.

Седиментация осуществлялась, вероятно, в локальных прогибах. Карбоновые отложения собраны в систему линейных брахиформных складок северо-восточного простирания, которые свидетельствуют о более или менее консолидированном состоянии фундамента. По-видимому, они относятся к орогенным структурам, активизированным под влиянием развития герцинид Даурской зоны.

Более достоверно о тектоническом режиме Хилокской зоны можно судить начиная с верхней перми, когда она включается в процесс орогенной активизации, продолжавшейся с разной степенью интенсивности вплоть до кайнозоя.

Структуры Хилокской зоны эпохи орогенной активизации сформировались в континентальных условиях с интенсивным магматизмом и локальным проявлением седиментации пресноводно-терригенных отложений, главным образом грубообломочных, приуроченных к межгорным впадинам. Это обусловило развитие интрузивных, молассовых, вулканогенных и угленосных формаций. В общем виде тектоническая напряженность, имевшая прерывисто-пульсационный характер с верхней перми и триаса до кайнозоя, постепенно ослабевала, что хорошо видно по спаду интенсивности магматической деятельности. Выделяются две стадии (этапа) орогенной активизации в мезозое и одна в кайнозое.

В раннемезозойскую стадию орогенная активизация проявилась наиболее интенсивно, охватив верхнюю пермь, триас и нижнюю юру. В Западно-Забайкальской области орогенной активизации Ю. В. Комаровым (1972) выделяются Малханская и Селенгино-Витимская структурно-формационные зоны, в которых процессы активизации начинаются неодновременно. Вначале, в конце поздней перми, они охватили Малханскую зону, где формировались тамирская контрастная базальт-липаритовая формация (P_2–T_2) и бичурская габбро-диорит-гранитная формация (T_2). Затем, в среднем триасе, тектоническая активность сместилась в Селенгино-Витимскую зону,

где образовывалась субщелочная вулкано-плутоническая формация пестрого состава (T_{2+3}). С конца позднего триаса синхронные магматические формации имеют сквозное распространение. К ним относятся боргойская трахибазальтовая формация (T_3-I_1) и малокуналейская щелочная гранитоидная формация (I_1).

Для раннемезозойской стадии развития характерна значительная дифференциация движений, сопровождающаяся образованием разломов, что привело к оформлению крупных блоков, обладавших некоторой индивидуальностью развития.

Позднемезозойская стадия активизации развивалась в условиях впадинообразования и охватила среднюю, верхнюю юру и нижний мел.

В среднеюрское время оформились широкие прогибы, в которых накапливались эффузивные и грубообломочные образования ичетуйской и харюлгатинской свит, заметно дислоцированных и выходящих за пределы современных геоморфологически выраженных впадин. Один из наиболее значительных прогибов этого времени был расположен на территории современных рек Джида–Тугнуй–Хилок. В дальнейшем, в момент формирования тугнуйской свиты, произошло сокращение широких бассейнов осадконакопления. На месте их сформировались узкие линейные прогибы, осложненные иногда разломами.

Нижнемеловые впадины, выполненные породами гусиноозерской серии, обычно наследуют узкие линейные прогибы предыдущего этапа развития, но при этом отмечаются некоторые перестройки, выражающиеся в обособлении отдельных мульд (Малетинская, Тарбагатайская и Чикойская впадины), либо в образовании новых мелких узких "рвов" (грабены южного борта Тугнуйской впадины), выполненных грубообломочными фациями, иногда с бурыми углями. Необходимо отметить, что такие впадины, как Кижингинская и Гусиноозерская, приобретают отчетливо секущее положение по отношению к широтным структурам, выполненным эффузивами ичетуйской свиты.

В целом для второй стадии развития характерны грубообломочные осадки и постепенное снижение интенсивности вулканизма. Примечательно, что здесь, так же как и в первой стадии, роль лав основного состава в общем разрезе толщ с течением времени возрастает.

Среди тектонических структур Хилокской зоны отчетливо выражены структуры мезозойской орогенной активизации, особенно второй ее стадии. К ним относятся разрывные нарушения, впадины и сводовые поднятия.

Из разрывных нарушений самыми распространенными являются разломы северо-восточного простирания, протягивающиеся согласно с общим направлением структур Западного Забайкалья. В настоящее время все большее внимание начинают привлекать поперечные к складчатым структурам разрывные нарушения северо-западного простирания. Пересечение продольных и поперечных разрывных нарушений создает сложную блоковую мозаику геологического строения Западного Забайкалья.

Продольные разломы, имеющие длительное развитие, состоят обычно из серии сближенных, часто кулисообразных менее протяженных разрывных нарушений, представленных сбросами, надвигами и сдвигами. Из них преобладают крутопадающие сбросы.

Наиболее крупным является Монголо-Охотский разлом, детально описанный многими исследователями как структурный шов, отделяющий герцинскую складчатую область от рифейско-каледонской. Он имеет две ветви – Чикой-Ингодинскую и Куналейскую.

Вдоль р. Хилок протягивается Хилокский разлом, соединяющийся в Монголии с Хангайским. Хилокский разлом проявлял активность в течение длительного времени: в раннем палеозое контролировал излияние эффузивов катаевской толщи, в мезозое – интенсивную вулканическую и интрузивную деятельность. Параллельно Хилокскому разлому расположен Тугнуй-Кижингинский, переходящий на юго-западе в Желтуринский. С их развитием связано излияние лав и внедрение интрузивов в мезозое. По-видимому, Тугнуй-Кижингинский разлом ограничивал южный борт Уда-Витимского раннекембрийского прогиба.

Поперечные разрывные нарушения северо-западного простирания часто переходят из одной системы складчатости в другую, поэтому они относятся к сквозным. Так же как и на остальной территории Забайкалья, поперечные разрывы носят характер скрытых разломов фундамента (Радкевич и др.,1956; Хренов, 1972). Они представлены зонами мелких разломов, дробления, катаклаза и региональной трещиноватости. В ряде случаев поперечные разломы создают флексурообразные искривления в плане слоистых структур северо-восточного простирания, что может указывать на сдвиговые перемещения по ним. В Хилокской зоне к ним относятся Нижне-Чикойский, Балягинский, Харалга-Хилокский и Читино-Борзинский разломы. Большинство из них имеют древнее заложение.

Различная ориентировка напряжений в продольных и поперечных зонах нарушений (несомненно, меняющаяся в течение геологического времени) сказалась на их роли как магмогенерирующих и магмовыводящих структур. В мезозое, например, с растягивающими усилиями в продольных разломах связано излияние трахибазальтовых лав. Поперечные разломы в это время испытывали сжимающие усилия. К ним приурочены часто граниты гуджирского комплекса (Комаров, 1972).

Кроме продольных и поперечных разломов отмечаются разрывные нарушения северо-северо-восточного и субширотного простирания.

Впадины, возникшие во время орогенной активизации, в большинстве наследовали прогибы, образованные в раннем палеозое (позднем рифее, в зависимости от того как датировать катаевскую толщу), что хорошо видно на примере Чикойского, Тугнуйского и Хилокского прогибов. Более древние палеозойские толщи имеют ограниченное распространение из-за их денудации и появляются из-под мезозойских вулканогенно-осадочных пород, которые по отношению к ним занимают внутреннюю часть прогибов. Характерно, что интенсивность дислокаций толщ от древних к молодым постепенно ослабевает.

Развитие позднемезозойских впадин происходило в основном в средней юре в виде пологих широких прогибов, когда накапливались ичетуйская, удинская и харюлгатинская свиты. Прогибы имеют отчетливое широтное простирание. По строению угольных пластов тугнуйской свиты вырисовываются синклинали второго порядка с наклоном крыльев 10–15°.

В более позднее время (верхнеюрское–нижнемеловое) сформировались узкие межгорные впадины. Часто наполнение их терригенным материалом сопровождалось излиянием трахибазальтов (Чикой-Хилокская, Малетинская, Бадинская, Кижингинская). Дифференцированные перемещения по разломам, ожившим и вновь образовавшимся, привели к значительному расчленению впадин и оформлению среди них горстов и грабенов. Наряду с ними имеются впадины, обладающие значительной протяженностью и выполненные в основном терригенными породами (Чикойская, Ингодинская). Они с севера ограничены конседиментационными разломами. Внутри впадин отмечаются угленосные мульды с пологими крыльями 5–10°.

Внутреннее строение межгорных впадин сложное. Это можно показать на примере хорошо изученной Тарбагатайской впадины, имеющей длину 20 км и ширину 5–8 км. Южный борт впадины ограничен конседиментационным разломом, что устанавливается по выклиниванию угленосных горизонтов и замещению их песчаниками и конгломератами. В северном борту ее установлен стратиграфический контакт. Однако и здесь буровыми работами отмечен послемеловой сброс по смещению угольных пластов.

В восточной части впадины имеется Зугмаро-Тигнинская мульда, в которой нижние угольные пласты вырисовывают ее северо-восточное удлинение, согласное с общей ориентировкой впадины. Более молодые верхние угольные пласты здесь же слагают мульду, ориентированную уже в меридиональном направлении. Такое сложное строение впадины получилось в результате опускания блоков гранитного фундамента вначале по разлому северо-восточного простирания южного борта, а затем субмеридионального. О значительных растягивающих напряжениях и сбросовых перемещениях в восточном борту впадины свидетельствуют зоны брекчий мощностью до 30 м с падением на юго-запад 215° под углом 80°.

Расположенный в центральной части впадины Тарбагатайский "антиклинал" многими исследователями рассматривался как поднятие, разделяющее два прогиба. Однако бурением не установлено такого поднятия. Детальное же изучение показало, что Тарбагатайский "антиклинал" получился при взбросе западной части впадины. При этом пласты песчаников лежачего крыла подвернуты вверх с 30 до 55 и даже до 70° у сместителя. Пласты песчаников взброшенного крыла у сместителя также достигают углов падения 70°. Сместитель не выражен в виде какой-то линии. Отмечается лишь полоса интенсивно брекчированных песчаников. Однако среди нее ближе к висячему крылу имеется протяженная трещина, падающая на запад под углом 55°. Взбросовый характер выявляется и по наличию возле сместителя асимметричной опрокинутой на восток антиклинали с размахом крыльев 2 м и падением осевой плоскости на запад под углом 50°. Этот материал показывает, что межгорные впадины испытывали иногда двуплановые растягивающие напряжения, а в послемеловой период и сжатие.

Межвпадинные участки земной коры развивались как устойчивые поднятия. В их пределах проявилась гранитизация с образованием гранито-гнейсовых куполов и валов. В позднемезозойскую стадию они были выражены в рельефе в виде сводовых поднятий, что позволило Н. А. Флоренсову (1960) обосновать положение о поверхностной складчатости, а Е. В. Павловскому (1948) об аркогенезе. О том, что сводовые поднятия испытывали вертикальные движения, свидетельствуют аркогенные надвиги и краевые зоны рассланцевания. Аркогенные надвиги, детально описанные В. Н. Даниловичем (1963), представляют собой поверхности, по которым происходило оседание свода и наползание периферических частей крыльев свода на соседние межгорные впадины. В этом случае образовались зоны рассланцевания, в которых различные кристаллические сланцы и гранитоиды преобразовывались в милониты.

Аркогенные надвиги и краевые зоны рассланцевания отмечены на северном и южном крыльях Заганского свода, северном крыле Безымянного свода, южных крыльях Малханского и Яблонового сводов, отражая этим самым их симметричное или асимметричное строение. Присутствие в большинстве случаев у подножия сводов с такими зонами крупнообломочных конгломератов харюлгатинской и ичетуйской свит указывает на интенсивные вертикальные движения по крутым продольным разрывным нарушениям в начальный период становления сводов. Аркогенные надвиги с краевыми зонами рассланцевания появились после образования конгломератовой толщи и излияния трахибазальтов. Так, например, в северной части Заганского свода среднеюрские конгломераты смяты в однотипные складки течения с древними гранито-гнейсами. При этом пластическое состояние конгломератов проявляется в "течении" не только цемента, но и галек, сложенных гранитоидами и другими породами (Гладков и др., 1967а,б).

Краевые поверхности рассланцевания полого падают в сторону соседних со сводами впадин и вырисовывают куполовидное строение сводов. Рассланцевание нарастает по мере приближения к краевым частям сводов и сопровождается "послойными" смещениями, срывами, локальными надвигами по громадному количеству сместителей. Эти перемещения фиксируются "послойными" милонитами, мощность которых достигает обычно 10–20 см (редко больше). Послойные смещения часто сопровождаются образованием мелких складок. Отмечаются следующие типы складок: подобные, дисгармоничные, опрокинутые в сторону впадины, нередко лежачие и перевернутые. Положение шарниров и осевых поверхностей этих складок свидетельствует о том, что они созданы движением (течением) пород в краевых частях свода в сторону впадин.

Развитием сводов объясняются и некоторые поперечные разрывы в их пределах. Так, ундуляцией шарниров обусловливаются участки сжатия и растяжения, определяющие положение либо взбросов, либо сбросов.

Таким образом, выясняется, что основные структуры Хилокской зоны имеют сложное строение и длительное развитие. Они формировались в изменчивых полях напряжений – вертикальных и тангенциальных.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М., "Недра", 1973.

Амантов В. А. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии. Автореф. докт. дисс. Л., 1972.

Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.

Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Очиров Ц. О., Турунхаев В. И. Очерк тектоники и истории геологического развития Малханской структурно-фациальной зоны. – Труды отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, вып. 1 (9). Улан-Удэ, 1968.

Гладков В. Г., Сизых В. И., Фомин И. Н., Фомина В. А. Аркогенный надвиг в северной части Заганского хребта (Западное Забайкалье). – Геотектоника, 1967а, № 2.

Гладков В. Г., Сизых В. И., Фомин И. Н., Фомина В. А. Формы проявления аркогенного надвига в южной части Заганского хребта (Западное Забайкалье). – Геология и геофизика, 1967б, № 5.

Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. – Геология и геофизика, 1963, № 2.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск. "Наука", 1972.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойско-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки. – Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. – Сов. геология, 1956, № 53.

Сизых В. И. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1967.

Старченко В. В. Геолого-тектонический очерк Центрального Забайкалья. – В кн. "Тектоника Сибири", т. 1. Новосибирск, 1962.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – Труды Вост-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1960, вып. 19.

Фомин И. Н. Особенности геологического развития Малханской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья. Автореф. канд дисс. Иркутск, 1966.

Хренов П. М. О некоторых вопросах генезиса главнейших систем разрывов юга Восточной Сибири. – В кн.: "Тектоника Сибири", т. V. М., "Наука", 1972.

И. В. ГОРДИЕНКО

СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В геологической литературе последнего времени, касающейся юга Восточной Сибири, значительное внимание уделяется природе процессов постгеосинклинального развития Центрально-Азиатского складчатого пояса, где явления высокой тектонической активности негеосинклинального типа проявлялись неоднократно: в среднем протерозое, среднем и верхнем палеозое, мезозое и кайнозое (Лучицкий, 1960; Очиров и др., 1965; Хренов и др., 1966, 1973; Кузнецов, Яншин, 1967; Нагибина, 1967, 1969; Гордиенко, 1969, 1972; Комаров, 1972; Бухаров, 1973; Яншин, 1973; и др.).

Особый интерес представляет средне- и верхнепалеозойский этап тектоно-магматического развития Восточного Саяна, Восточной Тувы, Северной Монголии и Западного Забайкалья, т.е. обширной территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Об этом, в частности, хорошо сказал академик А. Л. Яншин "...что вопрос о тектонической природе средне- и верхнепалеозойских впадин в области каледонской складчатости, которые не могут быть отнесены ни к типично геосинклинальным, ни к платформенным образованиям, представляет собой проблему, еще не решенную, требующую всестороннего обсуждения имеющихся материалов, а может быть и новых специальных исследований" (Яншин, 1973, стр. 6, 7).

Как известно, в пределах Саяно-Байкальской (вернее, Саяно-Забайкальской) горной области геосинклинальный период развития (с собственно геосинклинальной

и орогенной стадиями) закончился в верхнем кембрии – ордовике и привел к формированию области завершенной складчатости ранних каледонид, которая усложнила докембрийский фундамент и причленилась к складчатой системе байкалид, окаймляющей с юга Сибирскую платформу. После завершения раннекаледонского тектоно-магматического цикла эта территория в ордовике и силуре вела себя как консолидированный массив с геоантиклинальными тенденциями развития. С конца силура и начала девона на территории Восточного Саяна, Восточной Тувы, Северной Монголии, а также в Западном Забайкалье вновь резко активизировались тектоно-магматические процессы в области уже завершенной складчатости байкалид и ранних каледонид. Эти процессы, захватившие также краевые выступы Сибирской платформы, сопровождались интенсивной разломно-блоковой тектоникой и напряженным внегеосинклинальным магматизмом.

Как это впервые было показано И. В. Лучицким (1960), активизация в одном случае привела к обрушению больших участков сводового поднятия с образованием Минусинских, Рыбинской, Тоджинской и других наложенных впадин, в другом – к дальнейшему дифференцированному воздыманию и "взламыванию" окружающих горных сооружений (Восточный Саян, Восточная Тува, Прихубсугулье, юго-западное и Западное Забайкалье). В результате на месте полициклического геосинклинального пояса байкалид и ранних каледонид Саяно-Забайкальского нагорья образовалась наложенная *область средне-верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации,* совпадающая на юго-западе с границами зоны герцинской ревивации, выделенной М. С. Нагибиной (1969).

Морфологически она состоит из средне- и верхнепалеозойских разломно-блоковых структур (впадин, поднятий, вулкано-тектонических горстов, грабенов), развитых на разнородном и разновозрастном фундаменте, насыщенных вулканно-плутоническими формациями. Последние концентрируются в определенные ареалы (Восточно-Саянский, Восточно-Тувинский, Северо-Монгольский, Западно-Забайкальский) и образуют в общей сложности протяженный (более 2000 км) внутриконтинентальный *Саяно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс.*

Саяно-Забайкальский пояс заложен по системе глубинных разломов складчатого обрамления юга Сибирской платформы (схема). При этом вулкано-тектонические структуры и магматизм пояса наиболее интенсивно развивались на границе байкальских (протерозойско-рифейских) и раннекаледонских (вендско-кембрийских) структурно-формационных зон, а также внутри последних. Его становление происходило на значительном удалении от одновременно существовавших герцинских геосинклиналей, особенно тех, которые были заложены на океанической коре Южной Монголии (Зоненшайн, 1972). Вулкано-плутонический пояс значительно нарастил Южно-Сибирский гранитоидный пояс, выделенный Л.П. Зоненшайном (1967).

Анализ имеющегося материала позволяет выделить два периода в формировании средне- и верхнепалеозойских орогенных структур и магматических комплексов востока Алтае-Саянской области, Северной Монголии и Западного Забайкалья (таблица).

Первый, по нашему мнению, главный, период охватывает нижний и частично средний девон. В этот период произошло "взламывание" консолидированных структур байкалид и ранних каледонид, оживление древних и заложение новых глубинных разломов, раздробление и обрушение значительных участков сводово-глыбового поднятия. Эти процессы сопровождались излиянием преимущественно кислых и средних известково-щелочных и щелочно-известковых эффузивов, накоплением грубых красноцветных и сероцветных континентальных моласс в вулкано-тектонических депрессиях и внедрением крупных масс субвулканических и гипабиссальных гранитоидов повышенной щелочности, комагматичных ранним эффузивам. Зарождение и деятельность магматических очагов в этот период не выходили за пределы континентальной земной коры.

Образовавшиеся в это время вулкано-плутонические формации, как указывалось выше, образуют определенные ареалы в пределах рассматриваемой территории.

В вулкано-плутонических структурах Восточной Тувы – это преимущественно кислые контрастные трахиандезит-липаритовые формации, описываемые в составе

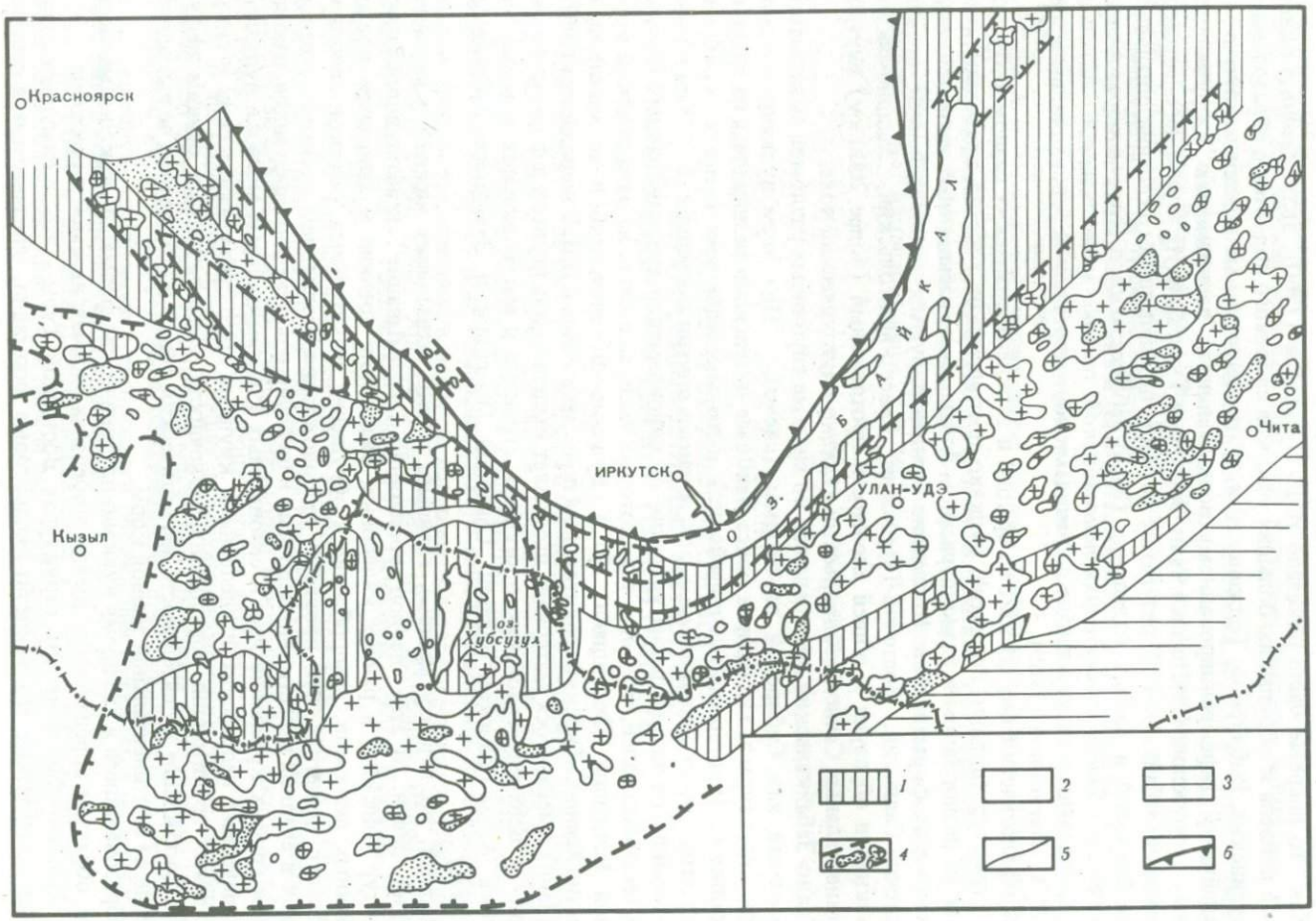


Схема размещения средне-верхнепалеозойских вулкано-плутонических формаций в структурах Саяно-Байкальской горной области

1 – зона байкалид; *2* – зона каледонид; *3* – внешняя зона герцинид; *4* – площади локализации вулкано-плутонических формаций Саяно-Забайкальского пояса (*а* – вулканическая серия пород, *б* – плутоническая серия пород); *5* – границы зон; *6* – краевой шов Сибирской платформы

имирской, сайлыгской, верхненерхинской, илейской и других свит, а также комагматичные им субвулканические и гипабиссальные интрузии известково-щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов огнитского, сютхольского, бреньского, ирбинского, ботогольского и других интрузивных комплексов. Они образуют две полосы северо-западного простирания вдоль Главного Саянского глубинного разлома и по границе ранних каледонид Кизир-Казырского и Хамсаринского синклиниориев и байкалид Протеросаяна. Причем в зоне сближения Окинского (Жомболокского) и Главного Саянского глубинных разломов эти две полосы распространения вулкано-плутонических формаций сходятся, образуя сложный узел вулкано-тектонических структур (Гордиенко, 1969). Вулканогенные толщи на всем протяжении характеризуются невыдержанным, пестрым составом. Вблизи крупных наложенных впадин (Минусинских, Рыбинской) преобладают продукты трахиандезитового и трахибазальтового вулканизма, в то же время в пределах сводово-глыбовых поднятий Восточного Саяна и Восточной Тувы увеличивается роль кислого, иногда субщелочного и щелочного вулканизма (Поляков и др., 1972). Интрузивные породы сохраняют более постоянный состав по площади. Это преимущественно субвулканические и гипабиссальные гранит-граносиенитовые и сиенитовые плутоны с повышенной щелочностью (вплоть до появления щелочных нефелинсодержащих пород).

Аналогичное строение и состав обнаруживают среднепалеозойские вулкано-плутонические формации Северной Монголии. Здесь, по данным Р. А. Хасина (1971), В. А. Амантова и др. (1966), А. С. Павленко и др. (1971), Р. М. Яшиной и др. (1973), Л. П. Зоненшайна (1972) и других исследователей, девон был периодом резкого оживления магматической активности. В связи с дифференцированными блоковыми движениями главным образом в раннем девоне и эйфельском веке и лишь местами в течение всего девона здесь проявлялся интенсивный магматизм. Он, так же как и в Алтае-Саянской области, был приурочен к многочисленным межгорным впадинам или к их окраинам и сопровождался континентальным или прибрежно-морским молассообразованием.

Вулканизм девона охватил многие районы Монголо-Алтайской, Северо-Монгольской и Центрально-Монгольской систем. Вулканогенные породы характеризуются пестрым составом с выраженной тенденцией раскисления вверх по разрезам, различным количественным соотношением лавовых и пирокластических производных, отвечая обычно андезит-липаритовой или липаритовой формациям, иногда повышенной щелочности. Часто эти две формации замещают одна другую в вертикальном и латеральном направлениях. При этом в наиболее устойчивых структурах (Тувино-Монгольский массив, Идэрская зона) чаще господствуют кислые лавы и туфы, а в сложении многочисленных мульдовых структур, расположенных южнее Идэрской зоны, участвуют эйфельские, реже живетско-франские грубообломочные осадочно-вулканогенные толщи с подчиненными в них лавами, лавобрекчиями и туфами липаритового и трахилипаритового состава. В полосе, тяготеющей к Цаган-Шибетинскому разлому и Хан-Хухэйской шовной зоне, наряду с эффузивами среднего и кислого состава широко распространены базальт-андезит-липаритовые формации (Хасин, 1971).

В Северной Монголии нижний – средний девон был также временем становления огромных масс гипабиссальных интрузий гранит-граносиенитового состава, несомненно, комагматичных девонским эффузивам. Интрузивные породы, выделяемые в качестве тэсского (или нумургинского) комплексов, получили преимущественное развитие на границе байкалид Тувино-Монгольского докембрийского массива и Идэрской зоны ранних каледонид, где они контролируются глубинными разломами на протяжении более 350 км (Благонравов, Федоров, 1970). При этом на повороте субмеридиональных магмоконтролирующих разломов Восточной Тувы и субширотных разломов Идэрской зоны образовался крупнейший Нумургинский плутон площадью более 2000 км^2. В заключительные стадии формирования нумургинского комплекса сформировались небольшие, но многочисленные тела разнообразных щелочных нефелинсодержащих пород, расположенных преимущественно среди байкалид и ранних каледонид Прихубсугулья (Лувсан-Данзан, Хасин, 1966).

Таблица

Магматические формации Саяно-Забайкальского вулкано-плутонического пояса

Стадия развития	Восточный Саян, Восточная Тува	Северная Монголия
Поздняя, завершающая	Щелочно-сиенитовая (сайбарский, сангиленский) Трахиандезит-базальтовая (тонская, карымовская)	Щелочно-сиенитовая (сангиленский) Трахиандезитовая
Ранняя, главная	Гранит-граносиенитовая (огнитский, сютхольский, ботогольский) Трахиандезит-липаритовая (имирская, илейская, сайлыгская)	Гранит-граносиенитовая (нумургинский, тэсский) Трахилипаритовая

Таблица (окончание)

Стадия развития	Юго-западное Забайкалье	Западное Забайкалье
Поздняя, завершающая	Щелочно-габброидная (моностойский) Трахиандезит-базальтовая (мунустайская)	Щелочно-габброидная (сайженский, урлукский) Трахиандезит-базальтовая (укгуркуйская, могзонская)
Ранняя, главная	Гранит-граносиенитовая (дабанский, часть джидинского) Трахилипаритовая (гунзанская)	Граносиенит-гранитовая (зазинский, даурский, хангильский) Дацит-липаритовая (часть исташинской и цаган-хунтейской, ортинкская)

Восточнее Идэрской зоны площади распространения среднепалеозойских вулканитов сокращаются. Здесь получают широкое распространение верхнепалеозойские, особенно пермские, вулканогенные образования, концентрирующиеся преимущественно в Орхон-Селенгинском наложенном прогибе (Кепежинскас, Лучицкий, 1973). Однако среднепалеозойские интрузии гранитоидов "проникают" на советскую территорию в Джидинскую и Хамар-Дабанскую зоны юго-западного Забайкалья, где уже давно выделяются в составе джидинского интрузивного комплекса (Шалаев, 1935; Налетов, 1962; Дворкин-Самарский, 1965; и др.). В настоящее время появились новые данные, говорящие о том, что на территории юго-западного Забайкалья в среднем и в верхнем палеозое развивалась интенсивная вулкано-плутоническая деятельность.

Во-первых, детальное геолого-петрографическое и формационное изучение нашитуйского и джидинского интрузивных комплексов, проведенное А. Н. Дистановой (1971), позволило выделить среди них три самостоятельных разновозрастных комплекса (формации). Это габбро-норитовый и тоналит-диорит-гранодиоритовый комплексы, заключающие формирование ранних каледонид бассейна р. Джиды, и гранит-граносиенитовый комплекс, названный ею дабанским, трещинных интрузий среднепалеозойского возраста, образовавшийся в эпоху активизации ранних каледонид. Последний комплекс хорошо сопоставляется с огнитским, сютхольским, бреньским, тэсским интрузивными комплексами Восточного Саяна, Тувы и Северной Монголии.

Во-вторых, при проведении геологосъемочных работ в бассейне р. Джиды в 1969–1970 гг. Ю. М. Холодом и другими геологами среди кислых и средних вулканогенных пород хребта Гунзан, ранее условно считавшихся триасовыми или пермо-триасовыми, были найдены растительные остатки, предварительно датированные средним – верхним палеозоем, но не древнее нижнего девона.

Таким образом, для выделенного А. Н. Дистановой дабанского интрузивного комплекса появились близкоодновременные, возможно, комагматичные вулканогенные толщи. Дальнейшее изучение нами вулканогенных и интрузивных пород

бассейна среднего и нижнего течения р. Джиды позволило собрать дополнительные материалы.

Установлено, что вулканогенные образования хребтов Гунзан, Боргойского и бассейна р. Ичетуй имеют различный состав и различное стратиграфическое положение. В основании континентальной вулканогенной серии района залегает мощная (до 2000 м) эффузивно-пирокластическая толща (гунзанская свита, по Ю. М. Холоду), преимущественно кислого состава (хр. Гунзан, Малый Хамар-Дабан и др.) с обильными растительными остатками[1]. Ее возраст, по заключению М. М. Одинцовой, "скорее всего карбоновый". Выше кислых вулканитов залегает также мощная толща трахиандезит-базальтового состава (мунустайская свита). Толща хорошо сопоставляется с пермскими вулканогенными образованиями смежных районов Монголии (Кепежинскас, Лучицкий, 1973). Исходя из этого относительный возраст гранит-граносиенитовых интрузий, в том числе и нефелинсодержащих пород этого района, устанавливается довольно отчетливо. Они близкоодновременны и комагматичны с кислой вулканогенной толщей и перекрываются мунустайской свитой трахиандезит-базальтов. С другой стороны, все эти средне-верхнепалеозойские вулкано-плутонические образования прорываются и перекрываются фаунистически охарактеризованными среднеюрскими вулкано-плутоническими комплексами пород области мезозойской орогенной активизации (Комаров, 1972).

Другим районом, где в настоящее время получены новые данные о средне- и верхнепалеозойском магматизме, является территория центральной части Западного Забайкалья, в пределах южной части Витимского плоскогорья. Здесь в результате исследований Б. А. Литвиновского (1973) и А. Н. Занвилевич (Литвиновский, Занвилевич, 1972), Ф. Г. Рейфа (1973), В. Ф. Ерхова (1972), а также наших наблюдений отчетливо выделяются посленижнепалеозойские, но домезозойские крупные гипабиссальные плутоны (Курбинский, Зазинский, Джидотойский, Балягинский и др.) высокотемпературных эвтектоидных гранитоидов и небольшие сохранившиеся от эрозии поля комагматичных им кислых вулканитов. В начальный период среднепалеозойской активизации, по-видимому, вдоль древних зон повышенной магматической проницаемости – Селенгино-Витимской и Заган-Малханской (Беличенко, 1969) – образовались вулкано-тектонические структуры, в которых шло накопление грубых красноцветных и сероцветных моласс и излияния лав преимущественно липаритового и дацитового состава (ортинкская, часть исташинской и цаган-хунтейской свит). Наряду с трещинными излияниями встречаются вулканические аппараты центрального типа (Харакуйкинский и др.), жерловины которых выполнены флюидальными эруптивными брекчиями и субвулканическими телами кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

Вслед за вулканической деятельностью, а возможно и одновременно с ней (кратковременные вспышки вулканизма на фоне длительной кристаллизации плутонических пород), произошло внедрение крупных межформационных плутонов субщелочных гранитоидов зазинского, хангильского и даурского интрузивных комплексов. Среди них встречаются небольшие тела щелочных нефелинсодержащих пород, в основном метасоматического происхождения. Более крупные плутоны щелочных пород образовались в зонах средне-верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации Витимского плоскогорья и Северного Прибайкалья, где сформировался один из крупнейших в мире Сыннырский плутон нефелинсодержащих пород (Андреев и др., 1969). Некоторые исследователи указывают на его вулкано-плутоническую природу (Тихоненкова и др., 1971). Появление подобных зон проявления интенсивного щелочного магматизма явилось следствием формирования обширной области средне-верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации на территории Саяно-Байкальской горной области.

Таким образом, в начальную, главную, стадию формирования области средне-верхнепалеозойской активизации происходила напряженная тектоническая и магма-

[1] Среди собранных нами в гунзанской свите растительных остатков палеоботаником М. М. Одинцовой (Институт земной коры СО АН СССР) обнаружены отпечатки листьев кордаитов, коры лепидофитов и каламитов.

тическая деятельность, в результате чего образовались преимущественно гранитоидные вулкано-плутонические формации Саяно-Забайкальского пояса. Этот магматизм привел к дальнейшей консолидации орогенного режима на рассматриваемой территории.

Весьма своеобразно протекал магматизм в позднюю, завершающую, стадию формирования средне-верхнепалеозойских наложенных впадин и рифтогенных вулкано-тектонических структур пояса (см. таблицу). Как известно, магматизм этого периода представлен преимущественно щелочно-базальтоидными вулканическими и плутоническими комплексами пород корового и мантийного происхождения. В Восточном Саяне, Восточной Туве, Северной Монголии – это трахиандезит-базальтовые или трахибазальтовые формации (тонская, карымовская и другие свиты) и комагматичные им небольшие по размерам щелочно-сиенитовые и щелочно-габброидные интрузии черносопкинского сайбарского и сангиленского интрузивных комплексов. В юго-западном и Западном Забайкалье в это время сформировались также преимущественно трахиандезит-базальтовые толщи (мунустайская, унгуркуйская, могзонская свиты). Вулканическая деятельность сопровождалась внедрением субвулканических штоков и даек щелочных и известково-щелочных габброидов (мунустайский, унгуркуйский, урлукский субвулканические комплексы). В это же время в Западном Забайкалье происходило образование более крупных плутонов щелочно-габброидных пород моностойского и сайженского интрузивных комплексов, а в Восточном Саяне – щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами зиминского комплекса.

Таким образом, в целом для Саяно-Забайкальского вулкано-плутонического пояса характерна щелочная направленность в развитии магматизма, латеральная изменчивость внутреннего строения и состава вулкано-плутонических формаций, волновая (пространственно-временна́я) миграция тектоно-магматических процессов. Последняя была установлена Ю. В. Комаровым (1967) для мезозойского вулканического пояса и выражается в том, что при формировании протяженного пояса отдельные его участки оказывались на разных стадиях развития. Сейчас имеются определенные данные о том, что процессы тектоно-магматической активизации в среднем и верхнем палеозое также не охватывали весь пояс сразу, а перемещались с запада на восток, а также на юг и юго-восток, постепенно распространяясь на весь пояс. При этом если в одном месте данные движения уже затухали, то в других районах они только начинались или достигали максимума. Отсюда возможна одновозрастность некоторых несопоставимых между собой по вещественному составу магматических комплексов. В большей степени это касается вулканогенных комплексов, ареалы которых возникали в разных участках пояса при длительной кристаллизации плутонических пород. Поэтому в Западном Забайкалье местами не наблюдается отчетливого перерыва между средне-верхнепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизацией.

В заключение необходимо кратко остановиться на вопросах самостоятельности (автономности), сопряженности, отраженности (соподчиненности) развития области средне- и верхнепалеозойской активизации по отношению к одновременно развивающемуся и предшествующему геосинклинальному процессу. Как известно, по этим вопросам нет единой точки зрения. Одни исследователи (Поляков, 1971; Моссаковский, 1972; и др.) связывают формирование средне-верхнепалеозойских впадин и сопутствующего им магматизма с орогенным этапом развития каледонид, другие (Зайцев, 1963; Нагибина, 1969) – с процессами ревивации и "выхлестывания" магматизма за пределы рамы складчатости герцинских геосинклиналей, третьи (Яншин, 1965, 1973; Хренов и др., 1965, 1966, 1973; Кузнецов, Яншин, 1967) – указывают на особую внегеосинклинальную природу средне- и верхнепалеозойского магматизма в Алтае-Саянской области и Северной Монголии. Как было показано ранее, мы придерживаемся последней точки зрения и относим Саяно-Забайкальский пояс к категории структур негеосинклинального типа. Зарождение магматических очагов и формирование мощного магматизма пояса, по-видимому, причинно не было связано с развитием расположенных на значительном удалении (от 900 до 1200 км) одновременных герцинских эвгеосинклиналей Иртыш-Зайсан-

ской и Южно-Монгольской зон. Поэтому остается непонятным, где должна выходить на поверхность и какой иметь угол наклона зона Беньоффа (Зоненшайн, 1972) или тектонофер Ю. М. Шейнманна (1968), чтобы образовался столь удаленный пояс гранитоидного магматизма области активизации байкалид и ранних каледонид? Этот вопрос требует дальнейшей разработки, тем более, что имеются возражения петрологов, указывающих на проблематичность связей палингенных гранитоидов областей активизации с зоной Беньоффа (Павленко, 1973). По-видимому, причины магмообразования в активизированных областях нужно искать на месте (in situ).

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А., Лувсан-Данзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области северо-западной Монголии. – В кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". М., "Недра", 1966.

Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., "Наука", 1969.

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., "Наука", 1969.

Благонравов В. А., Федоров Е. Е. Гранитоидные интрузии ранних каледонид Центральной Монголии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, "Наука", 1973.

Гордиенко И. В. Девонский плутоно-вулканический комплекс Восточного Саяна. – В сб. "Материалы конференции молодых научных сотрудников". Институт Земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1963.

Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1969.

Гордиенко И. В. Магматические формации ранних и завершающих этапов развития каледонид Восточного Саяна. – Труды отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, 1972, вып. 4.

Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.

Дистанова А. Н. К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов юго-западного Забайкалья. – В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов" (материалы к симпозиуму в г. Миассе). Свердловск, 1971.

Ерхов В. Ф. Тектоника Витимо-Ингодинского междуречья. Автореф. канд. дисс. Улан-Удэ, 1972.

Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. – Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.

Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей). – Геотектоника, 1967, № 6.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. – Труды НИЛзарубежгеологии , 1972, вып. 26.

Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. – В кн. "Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение". Труды совместной Советско-Монгольской экспедиции, вып. 7. М., "Наука", 1973.

Комаров Ю. В. Волновая миграция мезозойских тектоно-магматических процессов в Западном Забайкалье. – В сб. "Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления". Улан-Удэ, 1967.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, "Наука", 1972.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. – Геология и геофизика, 1967, № 10.

Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. К проблеме баргузинского и витимканского интрузивных комплексов (Западное Забайкалье). – Труды отд. геол. Бурят. фил. СО АН СССР, 1972, вып. 4.

Литвиновский Б. А. Новая среднепалеозойская липарит-дацитовая формация в Западном Забайкалье и некоторые вопросы ее металлогении. – В сб. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья". Зап. Заб. фил. ГО СССР, вып. 89. Чита, 1973.

Лувсан-Данзан Б., Хасин Р. А. Новые данные о щелочных породах Прихубсугулья. – В кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". М., "Недра", 1966.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности развития). – Геотектоника, 1972, № 1.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. – Геотектоника, 1967, № 4.

Нагибина М. С. О тектонических условиях образования вулкано-плутонических формаций. – В кн. "Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности". М., "Наука", 1969.
Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.
Павленко А. С. Источники вещества редкометальных гранитов областей активизации. – В кн. "Металлогения областей тектоно-магматической активизации". Иркутск, 1973.
Павленко А. С., Быховер В. Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии. – В кн. "Геология, петрография и минералогия щелочных пород". М., Изд-во "Наука", 1971.
Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., "Наука", 1971.
Поляков Г. В., Довгаль В. Н., Телешев А. Е., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области. – Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 6.
Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования палеозойских гранитоидов хребта Улан-Бургасы (Восточное Прибайкалье). Автореф. канд. дисс. Улан-Удэ, 1973.
Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. М., "Наука", 1971.
Хасин Р. А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. – В кн. "Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики". М., "Наука", 1971.
Хренов П. М., Бухаров А. А., Гордиенко И. В. Металлогения вулкано-плутонических поясов внегеосинклинального типа. – В кн. "Металлогения областей тектоно-магматической активизации". Иркутск, 1973.
Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири. – Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 6.
Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. – В кн. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений". М., "Наука", 1966.
Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., "Недра", 1968.
Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. – Геотектоника, 1965, № 5.
Яншин А. Л. Проблемы постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса. – В кн. "Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья)". Материалы X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.
Яшина Р. М., Павлов В. А., Аракелянц М. М. История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных щелочных пород Северной Монголии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6.

В. А. ДВОРКИН-САМАРСКИЙ

РОЛЬ ГРАНИТОИДОВ В ВОССТАНОВЛЕНИИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ (на примере Забайкалья)

Анализ распределения гранитоидных массивов различных формаций и фаций, как показывает опыт работ, позволяет восстановить общую геотектоническую обстановку как в момент их формирования, так и в эпоху, непосредственно за этим следующую.

Для того чтобы разобраться в том, какую палеотектоническую информацию можно получить путем изучения гранитоидных массивов, рассмотрим условия их формирования и ту обстановку, которая возникает после становления гранитоидных массивов.

Известно, что формирование гранитных магм характерно для активных зон континентальных областей земной коры и происходит в условиях орогенного этапа развития геосинклиналей (Кузнецов, 1964; Кузнецов, Яншин, 1967). При этом гранитоиды различных формаций располагаются в различных геотектонических

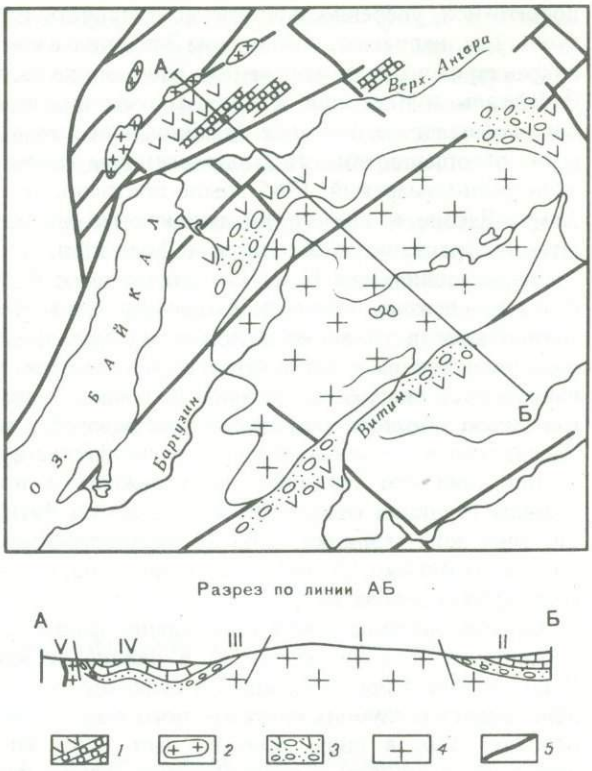


Схема влияния баргузинского гранитоидного батолита на распределение фаций нижнепалеозойских осадочно-вулканогенных формаций

1 – эффузивы и конгломераты зон активизации, нижнего палеозоя; *2* – гранитоиды зон активизации верхнего протерозоя; *3* – эффузивы и конгломераты вокруг нижнепалеозойского орогена; *4* – верхнепротерозойская батолитовая интрузия; *5* – важнейшие разломы. I – Баргузино-Ципинское поднятие над гранитным батолитом; II – Витимский прогиб; III – Ангарский прогиб; IV – Олокит-Мамский прогиб; V – Олокитская зона активизации с приразломными гранитоидами абчадского комплекса

структурах. Интенсивность гранитообразования, как правило, прямо пропорциональна тектонической активности и энергии тектогенеза.

Крупные плутоны батолитовой формации развиваются в послеинверсионных структурах эвгеосинклиналей или интрагеосинклиналей. После формирования таких плутонов, занимающих нередко площадь в десятки тысяч квадратных километров, на их месте длительное время существуют области устойчивых поднятий, обрамленные конгломератовыми и молассовыми толщами. Так, например, в конце верхнего протерозоя в Икатском и Южно-Муйском хребте сформировался крупный гранитный батолит (схема). Вызванное им поднятие в нижнем палеозое разделило два морских бассейна, которые, по данным М. М. Язмира (1966), характеризуются различной фауной археоциат. На склонах этого поднятия формируются многочисленные конгломерато-песчаниковые свиты: нижнедулешминская, верхне-нижнесанская, иркандинская и другие, содержащие в гальке обломки верхнепротерозойских гранитоидов.

В иных условиях формируются тела гранитоидов интрузивных формаций областей завершенной складчатости (Дворкин-Самарский, 1971). Их образование происходит в зонах активизации во внешних поясах геосинклиналей. Внешние пояса, или миогеосинклинальные области, в предшествующие тектоно-магматические этапы своего развития уже испытали складчатость и орогенез, в результате которых приобрели достаточную жесткость. Они реагируют на активный тектогенез в эвгеосинклиналях разломами земной коры и блоковыми движениями. Поэтому гранитоидные тела формаций зон активизации имеют сравнительно небольшие размеры и локализуются цепочками вдоль шовных зон и разломов по границам отдельных глыб и блоков. Цепочечное распределение интрузий зон активизации позволяет реконструировать древние шовные зоны и сети разрывных структур разных эпох.

В распределении различных формационных типов гранитоидов зон активизации наблюдается характерная зональность: ближе к эвгеосинклинальной области и во внутренних частях зон активизации формируются граниты, в периферических частях – щелочные гранитоиды и щелочные породы. Это обстоятельство позволяет с

достаточной уверенностью реконструировать крупные палеотектонические структуры. Так, например, в Западном Забайкалье в верхнем палеозое нет фаунистически охарактеризованных отложений. Ближайшие их выходы расположены в Восточном Забайкалье и Монголии. Исходя из этого еще недавно многие геологи считали, что в верхнем палеозое Западное Забайкалье представляло собой спокойную в тектоническом отношении область с выровненным (пенепленизированным) рельефом. Нами (Дворкин-Самарский, 1965) было показано, что в эту эпоху в бассейне р. Джиды, в Хамар-Дабане и на юге Витимканского плоскогорья широко развиты крупные плутоны гранитоидов батолитовой формации.

В последние годы Б. А. Литвиновским и А. Н. Занвилевич (1972) эти массивы были прослежены вплоть до бассейна р. Ципы. Севернее, в Баргузино-Муйской зоне активизации, в это время по зонам разломов формируются субщелочные интрузии и поля амазонитовых пегматитов, а еще севернее, в Кичерской и Сыннырской зонах, наблюдается внедрение плутонов щелочных пород сыннырского комплекса. Все это коренным образом изменяет представления о тектоническом строении Западного Забайкалья в герцинскую эпоху и свидетельствует о мощном поднятии региона и активизации его тектонического режима в предмезозойское время. При этом граница герцинид отодвигается до широты Витимкано-Чининской шовной зоны, а внешняя зона герцинид, судя по распространению щелочных пород, протягивалась вплоть до Витимо-Патомского нагорья (Баргузино-Муйская, Кичерская и Сыннырская зоны активизации).

Важное значение имеет определение фаций глубинности массивов гранитоидов, особенно в том случае, когда в районе проявился разновозрастной магматизм. Установление фаций глубинности гранитоидов позволяет определить их относительный возраст и глубину среза каждого тектоно-магматического цикла в конкретных районах. Это, в свою очередь, дает возможность охарактеризовать амплитуду поднятий, а иногда и распределение фаций осадочных пород. Так, например, в глыбовых выходах фундамента Байкальской горной области (Байкальская, Муйская, Кутимская и другие глыбы) постоянно наблюдаются гранитоиды мигматитовых формаций, которые сформировались в условиях абиссальной фации. Эти образования нередко прорываются верхнепротерозойскими – абиссальными – и нижнепалеозойскими – мезоабиссальными – телами гранитоидов батолитовой формации, как это имеет место на восточном побережье Байкала и п-ове Святой Нос. Затем по разломам эти же породы пересекаются субвулканическими телами нижнемезозойских альбитизированных гранит-порфиров (Оймурский и Безымянский плутоны). На основании сопоставления фаций интрузий можно сделать заключение, что Байкальская глыба испытала длительное поднятие. Причем между верхним протерозоем и нижним палеозоем ее суммарное поднятие было не менее 6–7 км, между нижним палеозоем и нижним мезозоем – около 4–5 км, а в послемезозойское время – 3–4 км.

Другой пример. В Северном Прибайкалье среди инъекционных гнейсов и мигматитов Кутимской глыбы вдоль Абчадского разлома внедрились многочисленные тела гранитоидов абчадского комплекса, окруженные полями пегматитов. На юге Кутимской глыбы тела гранитоидов и пегматитов формировались в условиях мезоабиссальной фации, что определяется по особенностям их структур и минерального состава. В средней части глыбы наблюдаются субвулканические тела гранит-порфиров. Причем если на юге Кутимская глыба граничит с отложениями Олокит-Мамского прогиба по разломам, то на севере те же отложения трансгрессивно перекрывают слагающие ее кристаллические породы. Сравнивая фации глубинности абчадского комплекса на юге Кутимской глыбы и на севере, можно подсчитать, что ее южная часть приподнята на 5–6 км выше северной. Этот вывод имеет важное значение не только для тектонических построений, но и объясняет многие особенности металогении района.

Кроме региональной информации, изучения формы массивов гранитоидов, особенности их строения, структуры и вещественного состава можно получить сведения о более интимных сторонах тектонической деятельности в момент формирования интрузивов. Так, например, по протокластическим и катакластическим структурам

гранитов можно востанавливать планы деформаций, направление стресса; многофазность плутонов, наличие аплитов и гетерогранобластовых структур может свидетельствовать о повторяющихся тектонических подвижках; наоборот, выдержанная зональность, присутствие полнокристаллических разностей – о спокойных условиях кристаллизации магмы. Информацию о разновозрастном и разнонаправленном стрессе можно получить, замеряя оптическую ориентировку минералов, слагающих гранитов и др.

Приведенные немногочисленные примеры показывают, что, изучая граниты, можно получить обильный палеотектонический материал. Во многих местах, как, например, в Забайкалье, гранитоиды остаются единственным источником сведений о палеотектонической обстановке в ту или иную эпоху, в других – они существенно дополняют ту палеотектоническую информацию, которую мы получаем, изучая литологический состав, фации и мощности осадочных пород. Без преувеличений можно утверждать, что в тех районах, где выходы гранитов имеют место, наверняка проявились поднятия и складчатость. Причем, чем крупнее проявления гранитоидного магматизма, тем они интенсивнее.

ЛИТЕРАТУРА

Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.

Дворкин-Самарский В. А. Формации гранитоидов Забайкалья.–Труды Башк. фил. СО АН СССР, 1971, вып. 3 (11).

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.– Геология и геофизика, 1967, № 10.

Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. К проблеме баргузинского и витимканского интрузивных комплексов.– В сб. "Палеозойский магматизм Саяно-Байкальской складчатой области". Труды Башк. фил. СО АН СССР, 1972, вып. 4 (12).

Язмир М. М. К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны.– В сб. "Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий", вып. 21. Улан-Удэ, 1966.

В. Г. ГЛАДКОВ, В. А. НАУМОВ, В. И. СИЗЫХ

ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ И ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Огромный фактический материал, полученный за последнее время, привел к крупным достижениям в геологии разрывных нарушений, разработке понятий, определений, терминологии, классификаций в этой области (Косыгин, 1969; Справочник..., 1970). Тем не менее при характеристике разрывных нарушений допускается много неясных, нередко противоречивых высказываний, положений, применение недостаточно четких понятий и определений, большое количество классификаций и т.д. Последнее обусловлено, по-видимому, отсутствием единого методологического подхода исследователей к анализу геологических процессов и явлений, основой для которого могут служить теоретические работы в тектонике В. И. Драгунова, В. А. Соловьева, В. Е. Хаина, Ю. А. Косыгина, П. Н. Кропоткина, И. В. Круть, А. В. Пейве, Н. С. Шатского, А. Л. Яншина и др.

Нам представляется целесообразным при изучении разрывных нарушений использовать плодотворные идеи о различных уровнях организации вещества, о системном подходе, о геологических границах, телах и структуре и, главное, о "структурно-вещественном" подходе к изучению структурных форм. В соответствии с этим разрывные нарушения могут рассматриваться для соответствующих уровней органи-

зации вещества как реальные геологические тела, представляющие собой системы и характеризующиеся формой, определенным вещественным составом и структурным парагенезом.

Прежде всего разрывные нарушения могут представлять собой объект для системных исследований. Под системами, по определению Г. П. Мельникова (Косыгин, 1970), понимаются сложные объекты (предметы, явления, ситуации), в которых можно выделять составные части – элементы – и в которых эти элементы объединены определенными связями и отношениями.

Как известно, в геологии выделяются статические, динамические и ретроспективные системы, разнящиеся по характеру связей элементов, принципам и методам исследований (Косыгин, Соловьев, 1969), причем одной из начальных и конечных системных операций является построение статических систем.

При анализе разрывной тектоники главной задачей, видимо, следует считать установление направления и характера перемещения блоков пород по сместителю, определение общего "пространственного баланса" перемещений и выяснение его связи со структурными формами и вещественными преобразованиями горных пород. В соответствии с этим в качестве элементов статической системы разрывного нарушения нами выделяются внешняя и внутренняя структурные зоны (Гладков,1967). Первая (зона крыльев) охватывает смежные со сместителем блоки (крылья) пород. Во внутренней зоне (зоне сместителя) развиты продукты дислокационного метаморфизма, обусловленные возникновением разрыва и перемещением по нему.

Таким образом, разрывное нарушение представляет собой не линию, а зону деформированных горных пород и его необходимо определять всем комплексом (парагенезом) структурных форм, распределенных в пределах сместителя и крыльев.

Наиболее обстоятельно вопрос о структурных парагенезах поставлен и рассмотрен Е. И. Паталахой (1970). Изучая Успенскую зону смятия, он установил, что зонам динамометаморфизма присущ своеобразный набор структурных элементов (кливаж, линейность, складки ламинарного течения и т. д.), выделенный им под названием "динамометаморфического структурного парагенеза".

Значительное внимание уделено анализу структурного парагенеза разрывных нарушений В. Н. Даниловичем (1956), Н. А. Берзиным и Ч. Б. Борукаевым (1970), А. В. Лукьяновым (1963), Л. М. Расцветаевым (1966), В. А. Невским (1967) и др. Из рассмотрения этих работ следует, что под понятием "структурный парагенез" объединяются любые (по масштабам) комплексы структурных форм, характеризующие весьма широкий класс тектонических нарушений, различных по генезису и размеру. В то же время очевидно, что для разрывных нарушений различных уровней организации вещества должны быть свои типичные наборы структурных форм. Важно подчеркнуть, что структурные парагенезы следует выделять по этапам формирования и структурной перестройки разрывных нарушений.

Согласно существующему подходу к формализации геологических понятий (Косыгин и др., 1964; Косыгин, 1969, 1970), разрывное нарушение можно представить в виде геологического тела с условными геологическими границами, оконтуривающими внешнюю структурную зону. Это позволяет охарактеризовать его формой, объемом и вещественным составом. Ю. А. Косыгин считает, что "описание разломов и зон разломов в качестве геологических тел может производиться в самых разнообразных аспектах. Разломы можно рассматривать не только как зоны дислокационного метаморфизма, но и как зоны геохимических изменений, зоны рудных концентраций, зоны размещения магматических тел" (Косыгин, 1969, стр. 153).

Очевидно, что разрывные нарушения различных порядков (мелкие, крупные) потребуют для своей характеристики как геологических тел различные наборы признаков.

Вопрос о масштабности разрывных нарушений является весьма важным и недостаточно решенным. Об этом свидетельствует, в частности, большое количество

предложенных классификаций разрывных нарушений (Справочник..., 1970) по их размерам (крупнейшие, крупные; сверхглубинные, собственно глубинные, коровые, покровные; сверхглубинные, региональные глубинные, краевые и структурные швы; трансконтинентальные линеаменты и т.д.).

Видимо, более целесообразно при выделении разрывных нарушений по размерам, а следовательно, и по их генетической природе исходить из понятия различных уровней организации вещества. Это понятие, приобретающее все большее значение в естествознании, в геологию введено несколько лет назад (Драгунов, 1965; Круть, 1968; Проблемы..., 1971) и по существу представляет собой дальнейшее развитие понятия о парагенезисе.

В настоящее время выделяют организацию вещества на следующих уровнях: атом, молекула, минерал, горная порода, формация, парагенез формаций, оболочки планет, планеты и др. (Проблемы..., 1971, стр. 88). Совершенно естественно, что разрывные нарушения для каждого уровня организации вещества (начиная с минерала) будут иметь разное содержание, форму проявления, понятийную основу.

Изложенный выше общий методологический подход в изучении разрывных нарушений дает возможность систематизировать разрывные нарушения южного складчатого обрамления Сибирской платформы. В качестве примера взяты главные глубинные разломы Байкальской горной страны и Западного Забайкалья, определяющие общий стиль их тектонической эволюции: краевой шов Сибирской платформы, Монголо-Охотский, Байкало-Муйский и Мамско-Нечерский глубинные разломы.

Краевой шов Сибирской платформы в Западном Прибайкалье представлен одним, возможно, двумя сближенными глубинными разломами, т.е. выглядит как узкая линейная структура шовного типа, шириной до 10–15 км. Именно в таком выражении краевой шов понимался первоначально Н. С. Шатским (1947), а затем другими исследователями. С переходом в северо-западное Прибайкалье и Присаянье краевой шов расширяется, представляя зону глубинных разломов, отвечающую понятию "шовная зона" (Милановский, 1962; Хаин, 1964). Удобно выделить Прибайкальскую шовную зону, занимающую западные окраины Северо-Байкальского и Патомского нагорий, и Присаянскую шовную зону, простирающуюся вдоль предгорий Восточного Саяна (рис. 1). Шовные зоны протягиваются на многие сотни километров, ограничивая с юга Сибирскую платформу, ширина зон составляет 40–60 км. В современной структуре шовных зон наблюдается сложное сочетание глубинных разломов и разрывных нарушений продольных, поперечных и диагональных. Продольные и диагональные разрывные нарушения определяют основной план структуры шовных зон, имеют древнее, раннедокембрийское, заложение и отличаются длительным развитием. Глубинный характер продольных и диагональных разрывных нарушений не вызывает сомнений, он обоснован геологическим материалом и геофизическими наблюдениями (Замараев,1961; Косыгин, Лучицкий, 1961; Наумов, 1969, 1973; Егоров, 1970).

Среди продольных и диагональных разломов преобладают взбросы и взбросо-сдвиги с надвиганием в сторону платформы, вертикальные амплитуды составляют несколько километров. Основные продольные разломы Прибайкальской шовной зоны образуют две ветви – восточную и западную. Первая состоит из непрерывного ряда глубинных разломов – Даванского, Кутимского, Великандинского и Чуйского. Вторая ветвь образована Передовым взбросо-надвигом, Окунайским надвигом, Малочуйским взбросом и Витимскими чешуйчатыми взбросами. В строении западной ветви разломов наряду с взбросами и надвигами древнего заложения принимают участие новейшие надвиги и шарьяжи (Цыпуков, 1962; Александров, 1966). Амплитуды перемещений по новейшим надвигам и шарьяжам составляют 3–6 км. Поперечные разрывные нарушения представлены сбросами и сбросо-сдвигами, имеют неглубокое заложение и небольшие амплитуды перемещений.

Присаянская шовная зона имеет аналогичное строение, ее ограничивают Присаянский и Главный Саянский глубинные разломы, между которыми располагаются диагональные и поперечные разрывные нарушения различных масштабов. Продоль-

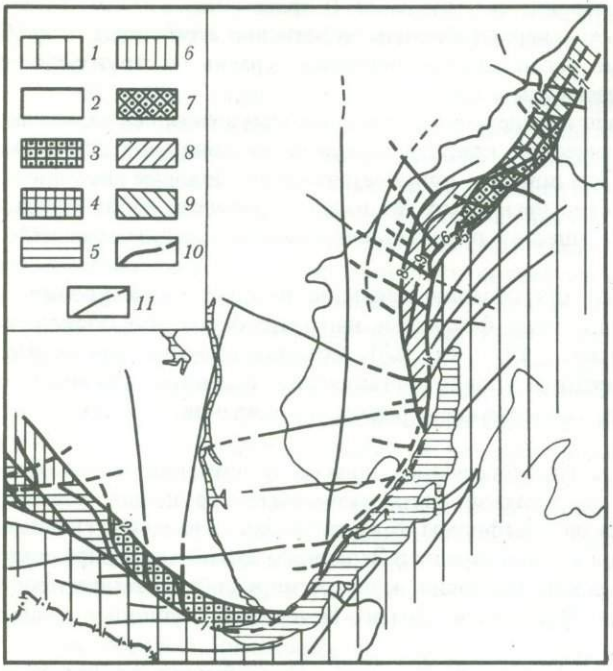


Рис. 1. Схема расположения структурно-тектонических элементов краевого шва Сибирской платформы. Составил В. А. Наумов по материалам Ю. И. Егорова, К. А. Савинского, П. М. Хренова и др.

Основные структурные подразделения: *1* – Саяно-Байкальская складчатая область; *2* – Сибирская платформа; *3–6* – Присаянская краевая шовная зона (комплексы тектонических блоков: *3* – Шарыжалгайский, *4* – Бирюсинский, *5* – Урикско-Ийский, *6* – Ийско-Туманшетский); *7–9* – Прибайкальская краевая шовная зона (комплексы тектонических блоков): *7* – Чуйский, *8* – Байкало-Акитканский, *9* – Нижневитимский); *10* – главнейшие разломы системы краевого шва (цифры на схеме): 1 – Главный Саянский, 2 – Присаянский, 3 – Байкальский (Приморский), 4 – Даванский, 5 – Кутимский, 6 – Великандинский, 7 – Чуйский, 8 – Передовой, 9 – Окунайский, 10 – Малочуйский, 11 – Витимские чешуйчатые взбросы; 11 – основные разломы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

ные и диагональные разломы имеют взбросовый или взбросо-сдвиговый характер. Вдоль Присаянского взброса прослеживаются новейшие надвиги и шарьяжи, выделенные В. Н. Даниловичем (1963) в категорию аркогенных надвигов. Амплитуды перемещений соизмеримы с дислокациями по разломам Прибайкальской шовной зоны.

Разрывные нарушения, как глубинные, так и неглубокого заложения, расчленяют шовные зоны на многочисленные тектонические блоки, объединяемые в системы или комплексы тектонических блоков (Наумов, 1973). Каждый комплекс тектонических блоков развивался как единая структурно-фациальная зона, отличавшаяся от соседних типом тектонических движений, характером осадконакопления, мощностью отложений, магматическими проявлениями, формами складчатости, степенью регионального метаморфизма, временем заложения и развития. В основе комплексов тектонических блоков шовных зон находится раздробленный и частично переработанный складчатыми и разрывными движениями и магматическими процессами архейский фундамент Сибирской платформы, который обусловил миогеосинклинальный тип развития шовных зон. В Прибайкальской шовной зоне мы выделяем комплекс чуйских блоков, развивавшийся в раннепротерозойскую эпоху, комплекс байкало-акитканских блоков, сформировавшийся в среднепротерозойское время и комплекс нижневитимских блоков, заложившийся в позднем протерозое. В пределах Присаянской шовной зоны отчетливо выделяется комплекс тектонических блоков Шарыжалгайского выступа архейского фундамента Сибирской платформы и комплекс бирюсинских блоков (Бирюсинский горст), оформившиеся в основном в раннепротерозойский этап, комплекс урикско-ийских блоков, развивавшийся в среднепротерозойскую эпоху, и комплекс ийско-туманшетских блоков, сформировавшихся в позднедокембрийское время. Комплексы тектонических блоков намечают основные этапы развития шовных зон и территории максимальной тектонической активизации краевого шва Сибирской платформы.

Порядок глубинных разломов и разрывных нарушений неглубокого заложения обусловливается не только протяженностью, но также связанными с ними магмати-

ческими формациями, динамометаморфическими преобразованиями, зонами милонитизации, брекчирования и катаклаза, проявлениями надразломной, приразломной и межразломной складчатости, степенью отражения разломов в геофизических полях, т.е. различными комплексами структурных форм, сопровождающих образование и развитие разрывного нарушения – структурными парагенезисами.

Внешние структурно-морфологические зоны краевого шва Сибирской платформы, или его крылья, имеют неодинаковое строение на разных этапах развития краевого шва. Внешняя зона краевого шва, захватывающая Саяно-Байкальское складчатое обрамление Сибирской платформы, в докембрии развивалась как сложная полициклическая геосинклиналь, а с раннего палеозоя (в Восточном Саяне со среднего палеозоя) испытывала орогенное воздымание. Комплексы структурных форм, созданные влиянием краевого шва, значительно затушеваны процессами позднейшей тектонической активизации Саяно-Байкальской складчатой области и выявляются с трудом, как и параметры внешней зоны.

Платформенное крыло краевого шва фиксируется по узким пришовным докембрийским и раннепалеозойским прогибам, по широкому развитию приразломной складчатости в осадочном чехле платформы и по раскалыванию окраины платформы разломами, оперяющими краевой шов. Ширина зоны влияния краевого шва и структурные парагенезисы существенно менялись в различные этапы развития краевого шва. По самым осторожным подсчетам, ширина зоны оценивается в 20–30 км, но в ранне-среднепротерозойскую эпоху дробление окраины Сибирской платформы захватывало полосу шириной 60–70 км. Геофизические материалы позволяют предполагать, что отдельные авлакогены, зародившиеся во внутренней зоне краевого шва (Онотский грабен), проникали значительно дальше, чем теперь, в тело платформы.

Монголо-Охотский краевой разлом, или зона краевых разломов, по М. С. Нагибиной (1963), протягивается на 2500 км из Северной Монголии к Охотскому морю и отделяет с севера Восточно-Азиатскую герцинскую складчатую систему от раннепротерозойского Станового и раннепалеозойского Хилокского складчатых сооружений. В связи с длительным развитием от раннего докембрия до мезо-кайнозоя Монголо-Охотский разлом (рис. 2) имеет сложное строение.

Шовная зона разлома выделяется по системе разновозрастных субпараллельных разрывов, которые определяют ее общую ширину примерно в 100 км (Шенфиль, Чацкис, 1961). Отдельные разломы в зоне прослеживаются до 150 км в виде зон катаклаза, милонитизации и брекчирования шириной от 3 до 8 км. В Шилкинском фрагменте устанавливается чешуйчато-надвиговое строение отдельных блоков. При этом отмечаемые сдвиговые перемещения сопровождаются лежачими и крутыми, "стоячими", опрокинутыми складками с шарнирами, ориентированными в северо-

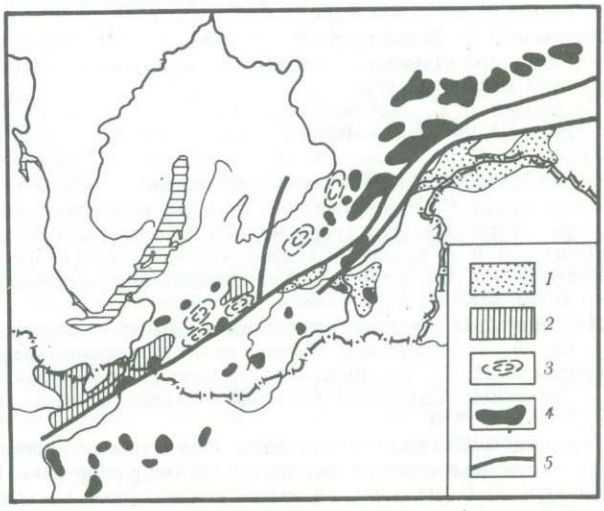


Рис. 2. Фрагмент Монголо-Охотского глубинного разлома и наложенных раннемезозойских структур Забайкалья

1 – морские прогибы; *2* – континентальные вулканогенные прогибы; *3* – гранито-гнейсовые валы и купола; *4* – интрузивы гранитоидов; *5* – разрывные нарушения

северо-восточном и меридиональном направлении.. Зона Монголо-Охотского шва явилась локализатором магматических проявлений в различные этапы геологического развития. При этом существенная роль среди разновозрастных интрузивных комплексов принадлежит в ней основным и ультраосновным породам (Алтухов и др., 1973).

В гравитационном поле шовная зона проявлена в большей части четкими ступенями. Расчеты гравитационных аномалий показали, что Монголо-Охотский разлом смещает кровлю базальтового слоя. На Чикой-Ингодинском и Шилкинском отрезках кровля базальтового слоя в Даурской и Ундинской зонах опущена по отношению к Малханской и Пришилкинской зонам, расположенным севернее, на 5–6 км (Богомолов и др., 1970).

Внешние зоны Монголо-Охотского разлома для каждого тектонического этапа были различны. Начиная с раннего палеозоя северное крыло испытывало орогенное воздымание, а южное – опускание, с формированием пришовных прогибов.

Приведем для примера описание раннемезозойского этапа. Вдоль южного крыла в верхнем триасе произошла ингрессия моря в виде узкого залива, достигшего Восточного Забайкалья, а затем в юре и мелу постепенно сокращавшегося и отступавшего на восток. Морские осадки формировались в пришовных прогибах (Нагибина, 1963). Они характеризуются преобладанием асимметричной складчатости неполного типа. Линейная складчатость проявлена лишь в зонах разломов (Амантов, 1972).

В северном крыле Монголо-Охотского разлома в раннемезозойское время сформировался вулкано-плутонический пояс в условиях орогенного воздымания (Комаров, 1972). Для него характерны штамповые, брахиформные структуры, гранито-гнейсовые купола с аркогенными надвигами, сбросами и взбросами.

Если рассматривать Монголо-Охотский разлом на уровне формаций, то он предстает перед нами в виде серии разрывных нарушений, например Чикой-Ингодинской и Куналейской ветвей или Шилкинского фрагмента. На уровне парагенезов формаций отдельные ветви объединяются в единую шовную зону, а магматические и осадочные формации, развитые по обе стороны от нее и отражающие различие тектонического развития глубинных оболочек земной коры, могут рассматриваться как "крылья" и характеризовать его объемность. Таким образом, на примерах краевого шва Сибирской платформы и Монголо-Охотского глубинного разлома отчетливо выделяются внутренняя и внешняя структурные зоны разломов с присущими им комплексами или парагенезами структурных форм.

ЛИТЕРАТУРА

Александров В. К. Шарьяжные структуры восточного борта Ангаро-Ленского прогиба.– Совещание по проблеме "Прогибы" (Тезисы докладов), 20–23 апреля 1966 г. Л., 1966.

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. П. Тектоника Забайкалья. М., "Недра", 1973.

Амантов В. А. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Америки. Автореф. канд. дисс. Л., 1972.

Богомолов Н. С., Барабашев Е. В., Гладков В. Г. и др. Глубинные разломы Забайкалья (в границах Читинской области).– Изв. Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР, 1970, т. VI, вып. 1.

Берзин Н. А., Борукаев Ч. Б. Некоторые особенности тектоники верхнедокембрийских отложений Западного Прибайкалья.– Геотектоника, 1970, № 1.

Данилович В. Н. Некоторые структурные элементы южной окраины Иркутского амфитеатра.– Труды Иркутск. горно-металлург. ин-та, серия геол., 1956, вып. 10.

Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов.– Геология и геофизика, 1963, № 2.

Гладков В. Г. Структурные формы проявления разрывных нарушений.– Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 5.

Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества.– В сб. "Общие закономерности геологических явлений", вып. 1. Л., "Недра", 1965.

Егоров Ю. И. О тектонической структуре Саяно-Байкальской складчатого обрамления юга Сибирской платформы по геофизическим данным.– В кн. "Тектоника Сибири, т. IV. М., "Наука", 1970.

Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое.– Геология и геофизика, 1961, № 11.

Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, "Наука", 1972.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., "Недра", 1969.
Косыгин Ю. А. Понятие структуры в геологических исследованиях.– Геология и геофизика, 1970, № 4.
Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий.– Геология и геофизика, 1964, № 1.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ – Геология и геофизика, 1961, № 10.
Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.– Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 6.
Круть И. В. К состоянию учения о геологических формациях.– Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам.– Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
Милановский Е. Е. О некоторых закономерностях строения и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).– Сов. геология, 1962, № 5.
Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.– Труды ГИН АН СССР, вып. 79.
Наумов В. А. Особенности сочленения Сибирской платформы со складчатой зоной Северо-Байкальского нагорья.– Геология и геофизика, 1969, № 3.
Наумов В. А. Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья.– Геотектоника, 1973, № 1.
Невский В. А. О внутреннем строении разломов.– Геотектоника, 1967, № 1.
Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах снятия. М., "Наука", 1970.
Проблемы развития советской геологии. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1971, т. 177.
Расцветаев Л. М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой.– Геотектоника, 1966, № 3.
Справочник по тектонической терминологии. Ред. Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов. М., "Недра", 1970.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
Цыпуков Ю. Л. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (северо-западное Прибайкалье).– В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области", вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ.– Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шенфиль В. Ю., Чацкис И. Д. К вопросу о Монголо-Охотском глубинном разломе.– В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области", вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1961.

А. А. БУХАРОВ

МАГМАТИЗМ КРАЕВЫХ ШВОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СРЕДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

В среднем протерозое на рубеже 1900±100 млн. лет в пределах Азиатского континента наиболее четко обособился крупный сегмент консолидированной земной коры, получивший в работах Ю. А. Косыгина наименование Северо-Азиатского кратона. Структурами ограничения Северо-Азиатского кратона являлись длительно развивающиеся и сложно построенные системы глубинных разломов, именуемые краевыми швами.

Заложение разломов краевого шва, обрамляющих Сибирскую платформу, произошло в позднеархейское время (Замараев, 1967). Следует отметить, что консолидация кратона была относительной и не повсеместной. Отдельные зоны расколов, являющиеся поперечными структурами по отношению к разломам краевого шва, служили основой для заложения узких субгеосинклинальных желобов, проникающих глубоко внутрь кратона (Окунайско-Марковская геосинклинальная ветвь в нижнем протерозое).

Тектонические структуры, составляющие Северо-Азиатский кратон, претерпели в архее – нижнем протерозое длительное протогеосинклинальное развитие, а ко времени среднего протерозоя образовали единую протоплатформу, простирающуюся далеко на юг, за пределы общепринятых границ краевого шва Сибирской платформы. В состав фундамента архейско-нижнепротерозойской

протоплатформы входили прогеосинклинальные гранито-гнейсовые и мигматитовые изометричные и сублинейные поля, представленные чарнокит-мигматитовыми и плагиогранит-мигматитовыми комплексами Прибайкалья, Алдана, Анабара, протогеосинклинальные комплексы, представленные мощными толщами основных лав спилит-диабазовой, кератофир-спилитовой формаций (муйская серия), лептитовой формацией (Сосновый Байц, сарминская серия), габбро-норит-аноритозитовыми, габбро-плагиогранитовыми интрузивными формациями. Ко времени среднего протерозоя протогеосинклинальные прогибы превратились в области завершенной складчатости, причленились к жестким структурам протоплатформ и вместе с последними способствовали гомогенизации и кратогенизации сиалической коры. Таким образом, начало среднего протерозоя характеризовалось созданием протоплатформенных условий на огромной территории Азиатского континента, включая Восточный Саян, Забайкалье, Алтай,северные области Монголии.

Совершенно справедливый вывод о начавшемся обособлении Алтае-Саянской области от Сибирской платформы, происшедшем в период формирования бирюсинской серии (нижнем протерозое), сделали В. В. Волков и Л. М. Парфенов (1970), анализируя конфигурацию позднедокембрийских "карбонатных геосинклиналей" Алтае-Саянской горной области. По мнению этих исследователей, такое обособление обусловлено взаимным раздвижением Сибирской и Северо-Китайской платформ.

Очевидно, этот процесс в начальной стадии приводил к разуплотнению вещества глубинных частей земной коры в краевой зоне Северо-Азиатского кратона и формированию окраинных прогибов – Урикско-Ийского, Онотского, Акитканского и др.

Среднепротерозойский этап развития краевых швов имеет особое значение. Именно в этот момент проявлялась активизация древних (архейско-нижнепротерозойских) внутригеосинклинальных зон глубинных разломов и окончательное оформление новых систем разломов типа краевых швов. В отдельных частях этой системы разломов возникли вулкано-плутонические пояса, представляющие собой своеобразные тектоно-магматические структуры континентальной земной коры. В среднепротерозойском обрамлении Сибирской платформы нами выделяется протяженный ("транссибирский") Восточно-Сибирский вулкано-плутонический пояс, состоящий из нескольких ветвей: Енисейской, Прибайкальской, Присаянской, Патомской, Учуро-Майской.

В Енисейской ветви – это вулканогенно-осадочные толщи верхов пенченгинской серии – низов сухопитской серии (кутукасская, ковригинская, оленьинская, быстринская, луговская, захребетинская свиты). По данным Е. И. Врублевича (1972), вулканогенно-осадочный комплекс Енисейской ветви вулканического пояса сложен тремя формациями: нижней – сланцево-терригенной с амфиболизированными вулканитами, средней – порфировой вулканогенно-терригенной – и верхней – порфиритовой терригенно-вулканогенной. Присаянская ветвь пояса представлена сублукской, калбазыкской вулканогенно-терригенной сериями и гранитоидами саянского интрузивного комплекса. Следует заметить, что наибольшая продолжительность вулканической деятельности в позднем докембрии характерна для Присаянской ветви пояса, где интенсивный наземный кислый вулканизм продолжался еще в среднем рифее (в шангулежское время).

В Прибайкальской ветви пояса вулканогенно-терригенные и комагматичные вулканитам интрузии представлены акитканской серией, ирельским, приморским интрузивными комплексами и среднепротерозойским дайковым комплексом основных интрузий. Патомская ветвь сложена падринской серией вулканогенно-терригенных образований и витимскими гранитами. Учуро-Майскую ветвь в юго-западном обрамлении Алданского щита составляют уянская, конкулинская, элеетейская свиты и улканские гранитоиды. Для всех рассматриваемых ветвей Восточно-Сибирского вулканогена характерен базальт-андезит-липаритовый тип эффузивных формаций, габбро-диорит-гранитный ряд комагматичных эффузивам интрузий, молассоидный облик терригенных формаций. Магматические формации отличаются пониженным содержанием щелочей и преобладанием натрия над калием в базитовых

членах и резким обогащением щелочными металлами с обычным преобладанием калия в кислых магматических породах.

Докембрийские краевые вулканические пояса Северо-Азиатского кратона не являются эквивалентами краевых прогибов – типичных структурных форм, ограничивающих геосинклинальные складчатые области фанерозоя. Как показали Л. П. Зоненшайн (1972), А. А. Моссаковский (1973) и другие, типичные краевые прогибы, входящие в состав триады (платформенный склон – краевой прогиб – миогеосинклиналь), составляющие краевую систему, характеризуются временем заложения, близким с движениями в эвгеосинклинальной зоне, полной амагматичностью в своем развитии, преобладанием карбонатной, соленосной, битуминозной, угленосной, аллахтонной, терригенной, иногда глинистой ранних формаций в ранней стадии и молассовой, соленосной, флишевой формациями в заключительной стадии развития прогибов. Одним из примечательных признаков внутреннего строения краевых прогибов является то, что они закладываются на консолидированном складчатом основании, не претерпевшем существенного раздробления в момент формирования прогиба и оставшемся жестким в процессе развития прогиба. Это свойство фундамента краевых прогибов объясняет их амагматичность. Как отмечает Л. П. Зоненшайн, глубинный разлом непосредственно под краевыми прогибами (краевыми системами) отсутствует, а "основной рубеж в поперечном разрезе геосинклинальной области следует искать между эвгеосинклинальной зоной и краевой системой, а не внутри последней" (Зоненшайн, 1972, стр. 34). Отмеченными чертами внутреннего строения обладают такие классические краевые прогибы, как палеозойские Предуральский, Предаппалачский, позднерифейско-раннекаледонская зона ангаро-ленских перикратонных опусканий, мезозойский Приверхоянский, кайнозойский Предальпийский и др.

Таким образом, краевые прогибы в сравнении с краевыми вулканическими поясами являются магматически пассивными, эндогенные процессы в них активно не проявлены.

Краевые вулканические пояса – другой тип структурных ограничений геосинклиналей – возникают, по представлениям многих исследователей, вдоль границы складчатых областей, завершивших свое развитие и вступивших на геосинклинальный путь. Такими являются девонский Центрально-Казахстанский краевой вулканический пояс, развивающийся в пограничной зоне каледонид Центрального Казахстана и варисцийских геосинклинальных прогибов Джунгаро-Балхашской системы. А. А. Моссаковский (1973) несколько расширил границы Центрально-Казахстанского вулканического пояса. Ему удалось подметить Чингиз-Тарбагатайскую ветвь линейно-ареального вулканизма, аналогичную в структурном отношении Центрально-Казахстанскому вулканическому поясу. Эти ареалы базальт-андезит-липаритового вулканизма, располагаясь в пределах каледонских складчатых зон Алтая и Саяно-Минусино-Тувинской области, примыкают в то же время с востока к Иртыш-Зайсанской эвгеосинклинали. Таким образом, девонские краевые вулканические пояса Казахстана и Саяно-Алтая тесным образом в своем развитии связаны с формированием Казахстано-Сибирского (по терминологии А. А. Моссаковского) палеозойского геосинклинального пояса. Благодаря наличию вулканических поясов по обе стороны варисцийского эвгеосинклинального ложа эта геосинклинальная система имела симметричное строение, располагаясь в близмеридиональном направлении, и разделяла крупные континентальные массы Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ.

Тектонотипом краевых вулканических поясов являются юрско-меловой Охотско-Чукотский и мел-палеогеновый Сихотэ-Алиньский вулканические пояса (составляющие звенья огромного Восточно-Азиатского вулканогена), разделяющие области мезозойского завершенного геосинклинального развития и кайнозойской системы складчатости. Все исследователи Восточно-Азиатского вулканического пояса отмечают взаимовлияние в развитии различных звеньев этого вулканогена и мезозойской геосинклинальной системы (Шило и др., 1973).

Особые пространственно-временные закономерности по отношению к геосинклинальным системам, определяющие автономный характер развития, присущи средне-

протерозойскому Восточно-Сибирскому краевому вулканическому поясу. Все известные в настоящее время краевые вулканические пояса формировались на границе стабильных платформенных и продолжающих или начинающих свое развитие геосинклинальных областей, приурочиваясь, таким образом, к окраинно-материковым зонам и фиксируя собой начальный тип соотношений между геосинклиналями и платформами. Вулканические же пояса Северо-Азиатского кратона, напротив, являлись внутриконтинентальными образованиями, их структурный этаж резко наложен на протоплатформенные и протогеосинклинальные складчатые структуры. Несмотря на относительное сходство магматических и вулканогенно-осадочных формаций вулканических поясов и эпигеосинклинальных орогенных образований, что отражает конвергентный характер этих структур, те и другие обладают многими отличительными признаками. Основными критериями выделения рассматриваемых нами вулканических поясов как зон автономной тектоно-магматической активизации являются (Хренов и др., 1971; Хренов, Бухаров, 1972; и др.) следующие.

1. Развитие пояса на гетерогенном (геосинклинальном или платформенном или на том и другом) фундаменте, в связи с чем структурый этаж пояса резко несогласен с структурами фундамента.

2. Значительный перерыв во времени между консолидацией фундамента и началом формирования пояса.

3. Резкое несогласное положение сходных геологических формаций, слагающих пояс и находящихся в его фундаменте (например, молласовой формации конечных стадий геосинклинальных зон в фундаменте и молассовой формации, слагающей структурный этаж вулканического пояса).

Магматическая деятельность в пределах Восточно-Сибирского вулканического пояса не наследует магматизм предшествующей эпохи и структурно с ней не связана. Общая последовательность магматизма иная, чем в геосинклинальных зонах и устойчивых областях.

Во время формирования и развития вулканических поясов Северо-Азиатского кратона в соседних районах не было никаких признаков геосинклинального развития. Протогеосинклиналь прекратила свое существование за 250–300 млн. лет до формирования вулканических поясов, а затем вновь геосинклинальное развитие в краевых частях Северо-Азиатского кратона наступило лишь через 300–400 млн. лет (в среднем рифее) после периода глубокой эрозии и разрушения вулканических поясов.

Таким образом, на примере вулканических поясов Северо-Азиатского кратона мы видим автономный характер их развития, свидетельствующий о проявлении в конце среднего протерозоя процессов тектоно-магматической активизации, не связанных с геосинклинальным развитием. Этим вулканические пояса Северо-Азиатского кратона существенно отличались от других вулканогенных поясов (дейтероорогенных, протогеосинклинальных, интрагеосинклинальных, перигеосинклинальных, островодужных и т.д.), прямо или косвенно связанных в своем развитии с геосинклинальными процессами (Шило и др., 1973; Моссаковский, 1973; и др.).

Своеобразным является краевой характер вулканических поясов Северо-Азиатского кратона, во многом не соответствующий общепринятому понятию "краевые вулканические пояса". Дело в том, что среднепротерозойский Восточно-Сибирский вулканический пояс не являлся границей раздела структур завершенной складчатости (молодых или древних платформ) и продолжающих геосинклинальное развитие, а существовал самостоятельно без одновозрастных геосинклинальных ассоциаций. Восточно-Сибирский вулканический пояс является краевым лишь в том смысле, что он приурочен к системе разломов краевого шва, фиксирует собой краевые ограничения Сибирской платформы и в постсреднепротерозойские эпохи служил устойчивой границей между относительно стабильной Сибирской платформой и разновозрастными поясами, которые с поразительной закономерностью развивались лишь с внешних (юго-западной и юго-восточной) сторон краевого шва. Таким образом, Восточно-Сибирский краевой вулканический пояс является своеобразным барьером для последующих тектоно-магматических процессов, не проникавших в

пределы Сибирской платформы. Автономность среднепротерозойских вулканических поясов по отношению к геосинклинальным структурам Северо-Азиатского кратона и своеобразие краевого характера их пространственных соотношений не позволяют поместить рассматриваемые вулканогены ни в одну из имеющихся классификаций вулканических поясов.

В формировании вулканических поясов основное магмогенерирующее значение имели зоны продольных глубинных разломов краевого шва, которые контролировали возникновение магматических очагов различной глубины заложения, тип магматических формаций, а также метасоматических и метаморфических процессов в различных ветвях краевых швов, обусловливали специфику основных тектонических элементов структурного этажа поясов. Кроме того, важная роль в развитии вулканогенов принадлежала зонам поперечных разломов, являющихся скрытыми разломами фундамента поясов (Бухаров, 1973). Некоторые из этих разломов повторяют фрагменты сетки первичной планетарной трещиноватости, но многие из них были впервые заложены в докембрии как сколовые составляющие взаимодействия складчатых областей с Северо-Азиатским кратоном. Поперечные разломы развивались сопряженно с зоной основных разломов краевого шва и способствовали выводу магмы на поверхность, контролировали размещение вулканических центров и обусловливали специфику развития различных вулканогенных комплексов.

Строение разломов краевого шва было неодинаковым в различных его частях. Неоднородность строения разломов отражает различный характер полей напряжений.

Так в Западно-Прибайкальской ветви шов выражен полосами интенсивного динамотермального дислокационного метаморфизма, а также гранитизацией и зонами субпараллельных надвиговых и взбросо-сдвиговых поверхностей. О мощном взбросо-надвиге, проявившемся перед среднепротерозойской тектоно-магматической активизацией, свидетельствует повсеместное запрокинутое в сторону платформы залегание нижнепротерозойских толщ. В этой части краевого шва импульсы растяжения в среднем протерозое отсутствовали, что подтверждается интенсивной гранитизацией толщ фундамента, формированием автохтонных (in situ) гранитов приморского комплекса и отсутствием проявлений основных по составу интрузий и эффузивов. Процессы интенсивной гранитизации и метасоматических изменений, широко развитые здесь, очевидно, связаны с обстановкой сжатия, при которой резко повышается теплопроводность и флюидопроводность пород.

Изучение вещественного состава магматических и метаморфических формаций показывает, что процесс гранитизации здесь протекал при высоком потенциале натрия, но при относительно небольшом количестве воды (в условиях силлиманит-альмандин-ортоклазовой и дистен-альмандин-мусковитовой субфаций амфиболитовой фации метаморфизма) и при относительно низком парциальном давлении кислорода. Пересечение осевых разломов краевого шва с поперечными разломами обусловливало взаимное уничтожение сил сжатия, что вызывало резкое уменьшение теплопроводности и флюидопроводности этих участков (Летников, 1966) и как следствие этого процесса – расплавление и формирование кислых периферических анатектических магматических очагов. Этот процесс протекал в условиях высокого потенциала калия, обилия воды и повышенного парциального давления кислорода.

Ниже приводится степень окисленности железа $\left(\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}\right)$ в гранитоидах Прибайкальского вулканического пояса, свидетельствующая об изменении режима кислорода.

Интрузивный комплекс	*Степень окисленности железа*
Приморский	0,338
Ирельский, I фаза	0,377
II фаза	0,381
III фаза	0,409
Дайки заключительного этапа	0,412

Зоны пересечения поперечных разломов с основной системой разломов краевого шва являлись длительно существующими термостатированными структурами земной коры (Летников, 1966), способствовали установлению стационарного теплового потока в земную кору и формированию промежуточных магматических очагов. Анализ вещественного состава магматических формаций вулкано-плутонических поясов и изотопных соотношений стронция (Ященко и др., 1972) из различных типов лав свидетельствует о зарождении магматических очагов в начальные этапы развития поясов в базальтовом слое земной коры или же на границе коры и мантии, а затем о перемещении очагов в верхние части земной коры с формированием палингенных и анатектических промежуточных камер.

Проникновение глубинной базальтовой магмы в зоны генерации магм гранитного состава приводило к активизации процессов палингенеза, а также к образованию гибридных магматических продуктов "пестрого" состава. Зоны разломов краевого шва достигали зоны плавления "базальтового" слоя земной коры, но глубина заложения их в различное время в различных частях шва была неодинакова. Помимо того, что зоны разломов служили путями проникновения магматических расплавов в земную кору и на поверхность, они проникали и в глубь магматических камер. Об этом, в частности, свидетельствуют как одновременно проявляющиеся излияния липаритовой и базальтовой магмы при формировании некоторых вулканогенных комплексов, так и геохимический анализ лав сходного состава. Так, Э. Н. Копылов (1969) на примере геохимического изучения липаритовых лав Байкальского хребта показал, что липариты ранних фаз одного и того же периферического очага являются производными наиболее глубинных частей этого очага, поскольку они резко обеднены литием, рубидием, бериллием, оловом, редкими землями, иттрием – элементами, интенсивно накапливающимися совместно с фтором в верхних частях магматических камер. В то же время эти лавы обогащены стронцием и барием – элементами, обладающими большими атомными весами и накапливающимися в глубинных слоях камер. В липаритовых лавах последующих фаз излияний наблюдается обратная картина. Многие из выявленных зон поперечных разломов, заложившись в раннем докембрии, играли заметную геологическую роль на территории Восточной Сибири во все последующие эпохи, вплоть до четвертичного времени и до рифтообразующего этапа (Бухаров, 1973). Такое длительное существование поперечных разломных структур при их стабильном пространственном положении обусловливает "шлицевой" тип сочленения Северо-Азиатского кратона с обрамляющими его складчатыми областями и опровергает представления о сколько-нибудь значительных (глобальных) перемещениях Сибирской платформы в различные эпохи.

Общие черты вулканической деятельности среднепротерозойского времени можно выяснить на примере Прибайкальской ветви вулканического пояса, сравнительно хорошо изученной в последние годы (Бухаров, Чигин, 1972; Бухаров, 1973). Слабое проявление метаморфизма в отдельных частях вулканического пояса позволяет выявлять здесь вулканические аппараты и реставрировать характер вулканической деятельности, имевшей место в столь древний этап развития Земли.

В начальные этапы формирования вулканического пояса преобладал механизм трещинных излияний андезит-дацитовых лав с образованием изометричных вулканических структур щитового типа. Излияния лав имели моногенный характер, причем каждая серия лавовых излияний обладала своим собственным магматическим очагом. Одновременно образовывались гипабиссальные тела гранодиорит-порфиров, слагающие лакколиты, пластовые интрузии и небольшие штоки. Этот тип извержений установлен для начальных этапов домугдинского времени в Прибайкалье и для сублукского этапа в Присаянье.

Следующий этап вулканической деятельности устанавливается из анализа Черепаниховского палеовулкана (Бухаров, Чагин, 1972). История формирования этого палеовулкана представляется в следующем виде. После ареального излияния дацитовых порфиров ранних фаз произошло извержение пеплового и туфового материала из отдельных разрозненных и небольших по размерам (первые сотни

метров) трещин. Затем наступил период деятельности извержений трещинного типа, в течение которого было образовано мощное линейное тело трахилипаритовых порфиров, прослеживающихся в современном эрозионном срезе более чем на 10 км. Такое мощное линейное эффузивное тело, "переклинивающееся" вблизи жерла с туфопесчаниками и агломератами, могло быть сформировано по типу выжатого вулканического хребта. Эффузивная деятельность трещинного типа сменилась эксплозиями туфового материала и накоплением больших объемов туфобрекчий, туфоагломератов и кислых лав из аппарата центрального типа, располагавшегося на юго-восточном фланге выжатого хребта. Вулканическая деятельность сопровождалась синхронным размывом ее продуктов, что выразилось в фациальных замещениях вулканитов вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. Формирование постройки центрального типа завершилось внедрением в околожерловую толщу экструзивных сиенит-порфиров, после чего блок земной коры площадью около 300 км^2, выполненный вулканогенным материалом Черепаниховского палеовулкана, по зонам разломов, окаймлявших палеовулкан, был погружен в близповерхностный периферический магматический очаг. Эти же разломы послужили магматическими каналами, по которым изливались завершающие порции флюидальных дацитовых порфиров, образовавших широкий площадной покров вокруг всей Черепаниховской структуры. Черепаниховский палеовулкан может быть классифицирован как сложный вулкано-тектонический комплекс с линейно-центральным типом извержений в начальные фазы и образованием полигональной кальдеры проседания в заключительные этапы вулканической деятельности.

Наиболее молодыми вулканическими структурами в пределах Прибайкальского вулканического пояса являются палеовулканические аппараты центрального типа (палеовулкан Савкинский, Тонгодинская группа палеовулканов и палеовулкан Солнечный в Прибайкалье, палеовулкан горы Ангаул в Присаянье). В деятельности палеовулканов отчетливо устанавливается два основных периода: ранний – эксплозионный – и поздний – существенно эффузивный. В завершающие периоды деятельности палеовулканов формировались экструзии и силлы кварцевых порфиров. Ранние периоды эксплозионной вулканической деятельности могут быть сравнимы с пелейским или катмайским типами современных извержений. Поздние периоды деятельности среднепротерозойских вулканов, фиксируемые мощными накоплениями кислых лав, по-видимому, не имеют аналогов в известных типах извержений современных вулканических областей. Эволюция магматических очагов происходила в направлении от основных и средних пород в начальных этапах пояса к кислым магматическим образованиям. В заключительные этапы вновь формировались магматические формации основного (андезит-базальтового) состава. Эволюция вулканических аппаратов следовала по схеме: трещинные излияния (и возможно щитовые вулканы) – кальдеры опускания – стратовулканы – экструзии – дайки. Этот путь эволюции вулканов характерен для большинства подвижных поясов Земли.

Расчет тепловой энергии, произведенный по методу И. В. Лучицкого, освобожденной при одноактном извержении одного из среднепротерозойских палеовулканов Прибайкалья, дал цифру $0{,}17 \cdot 10^{28}$ эрг, что почти вдвое превышает тепловой эффект самого мощного из известных исторических извержений вулкана Тамбора в 1815 г., тепловая энергия которого оценивается, по данным В. И. Влодавца, в $0{,}96 \cdot 10^{27}$ эрг. Сравнительная характеристика суммарного энергетического эффекта среднепротерозойского вулканизма и районов более молодого вулканизма свидетельствует об огромной интенсивности вулканических процессов в докембрии, общем снижении вулканической энергии от докембрия к более молодым периодам.

Система краевых разломов Северо-Азиатского кратона явилась граничной зоной, в отдельных ветвях которой в среднем протерозое происходило формирование преимущественно континентальных терригенных толщ и вулкано-плутонических образований.

Среднепротерозойские вулкано-плутонические формации, обладающие многими

своеобразными чертами, отличными от подобных образований раннего докембрия и фанерозоя, являются историческими категориями в развитии Сибирской платформы. Они могли быть сформированы в условиях качественно нового состояния земной коры, характеризуемого расслоенностью литосферы, значительной мощностью сиалического слоя, способностью коры к раскалыванию и дифференциации на жесткие блоки и относительно мобильные шовные зоны.

Парагенетически связанные с вулканитами интрузивные формации контрастного состава в среднем протерозое образовывали ряд протяженных линейных ветвей, составляющих единый Восточно-Сибирский краевой вулканический пояс, представляющий собой своеобразную наложенную структуру земной коры, связанную с развитием систем глубинных разломов, структуру, отражающую этап автономной тектоно-магматической активизации Северо-Азиатского кратона.

На примере среднепротерозойского этапа развития Сибирской платформы устанавливается своеобразный характер вулкано-плутонических процессов, выражающихся в излияниях огромных масс кислой магмы. В истории Сибирской платформы в геологически значимых масштабах они проявляются впервые и характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием калиевой ветви, тесной генетической связью эффузивных и плутонических формаций, высокой энергетической интенсивностью вулканических процессов и т.д.

Большие объемы магматических образований, проникавших в земную кору в среднем протерозое по зонам глубинных разломов, способствовали увеличению мощности и консолидации сиалического слоя коры.

Вулканогенно-осадочные формации явились древнейшими образованиями в осадочном чехле Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, "Наука", 1973.

Бухаров А. А., Чагин М. М. Новые данные о среднепротерозойском вулканизме Прибайкалья.– Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3.

Волков В. В., Парфенов Л. М. Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области.– В кн. "Вопросы тектоники докембрия континентов". М., "Наука", 1970.

Врублевич Е. И. Нижнерифейские вулканогенные формации Верхневороговской синклинали на северо-востоке Енисейского кряжа.– В кн. "Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области". Новосибирск, 1972.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Наука", 1972.

Копылов Э. Н. Распределение редких элементов в среднепротерозойских эффузивах Северо-Байкальского вулканического пояса.– Ежегодник СибГеохи. Иркутск, 1969.

Летников Ф. А. Особенности магмообразования на различных термодинамических уровнях земной коры.– В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., "Наука", 1966.

Моссаковский А. А. Орогенные интрузии и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дисс. М., 1973.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А. Вулкано-плутонические пояса юга Восточной Сибири и их металлогенические особенности.– В сб. "Геология и геофизика Восточной Сибири". Иркутск, 1971.

Хренов П. М., Бухаров А. А. Краевые вулкано-плутонические пояса Северо-Азиатского кратона.– Сов. геология, 1972, № 4.

Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф. Пространственно-временные закономерности формирования вулканических поясов Восточной Азии и особенности их металлогении.– В сб. "Эволюция вулканизма в истории Земли". М., "Наука", 1973.

Ященко М. Л., Мануйлова М. М., Воршавская Э. С., Кутявин Э. П., Бухаров А. А. Изучение первичного изотопного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов.– В кн. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли". М., "Наука", 1972.

Ц. О. ОЧИРОВ, С.И. ШЕРМАН, В. Ф. ЕРХОВ

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

Генеральную дизъюнктивную тектонику Саяно-Байкальской горной области образуют две хорошо известные ветви разломов – Саянская и Прибайкальская – яркий пример проявления северо-западных и северо-восточных структур регматического скалывания Земли. Будучи заложены на границе архея и протерозоя, они во многом предопределили конфигурацию блоков, особенности геологического развития разделяемых ими разновозрастных складчато-глыбовых структурных зон.

Новые детальные геологические и геофизические материалы (Хренов и др., 1968; Хренов, Шерман, 1968; Егоров, 1970, 1971; Рассказчиков, 1971; Савинский, 1972; и др.) подтверждают, что рисунок в плане Саянской и Прибайкальской ветвей дизъюнктивов отвечает в принципе теоретической сетке планетарных разломов, приводимой в ряде работ (Чебаненко, 1963; Воронов, 1968; и др.), а также воспроизводимой экспериментально (Гладков и др., 1972).

История геологического развития Саянской и Прибайкальской ветвей в пространстве и во времени показывает, что в течение длительных процессов тектогенеза они неоднократно меняли свою кинематическую характеристику. От эпохи к эпохе сохранялось только впервые заложенное направление разломов. Рассмотрим имеющиеся геологические факты.

Основной и самой крупной разрывной структурой Саянской ветви является Главный Саянский разлом. Описанию его геологического строения посвящены работы С. В. Обручева, Н. С. Зайцева, К. А. Клитина, В. Б. Ляцкого, Н. А. Берзина, Л. М. Парфенова, И. В. Гордиенко, Д. И. Мусатова и др. Разлом выступает в роли крупнейшей структурной границы между кристаллическим выступом фундамента Сибирской платформы и собственно байкалидами. Прослеженная длина разлома приближается к 1000 км, причем в крыльях его контактируют различные по возрасту и составу породы. Амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений вдоль разлома оценивались неоднократно (Берзин, 1967; Парфенов, 1967). Многочисленные факты и публикации говорят о том, что в зоне Главного Саянского разлома на протяжении длительной докембрийской истории его развития имели место и сдвиговые, и надвиговые, и сбросовые движения, сменявшие друг друга во времени. П.М. Хренов и С.И. Шерман (1968) проанализировали приразломные и складчатые разрывные дислокации в зоне Главного Саянского разлома. При этом в зону разлома включались дислокации, удаленные от него не далее, чем на 20–30 км (Шерман, 1973). В итоге по сумме фактов и анализу структурных комплексов Главный Саянский разлом для докайнозойского времени может быть классифицирован как взбросо-сдвиг с правосторонним смещением. Экспериментальное воспроизведение механизма формирования главных разломов юга Восточной Сибири подтверждает такую интерпретацию геологических факторов (Гладков и др., 1972).

Кайнозойский этап развития также оставил существенные следы в зоне Главного Саянского разлома. Наличие левостороннего сдвигового компонента вытекает из анализа диаграмм трещиноватости, изгибов русел рек и планового рисунка локальных приразломных структур кайнозойского возраста. С другой стороны, анализ высотных отметок рельефа двух различных блоков в зоне Главного Саянского разлома подтверждает существование сбросового компонента с опущенным северо-восточным крылом. Дифференцированный характер движений в различные эпохи тектогенеза вдоль Главного Саянского разлома не вызывает сомнений. Для докайнозойского периода по суммарному комплексу признаков – это правосторонний взбросо-сдвиг, для последующего времени – левосторонний сбросо-сдвиг.

Для этой же территории Восточного Саяна установлено изменение знаков движений во времени для Тункинского (Шерман и др., 1973), Окинского (Гордиенко, 1969) и других разломов.

Аналогичный характер геологического развития мы наблюдаем и в Прибайкальской ветви. Прототипом, позволяющим восстановить геологическую историю развития разломов, здесь может явиться Приморский разлом, простирающийся вдоль западного побережья Байкала. В структурном отношении он входит в систему разломов Обручевского сброса и является одним из немногих, хорошо обнажающихся на современном эрозионном срезе. Генетическая сущность Приморского разлома оставалась до последнего времени однозначно не установленной. По возрастному соотношению пород разлом определялся как взброс. Наблюдая геоморфологическую ступень, висячие профили долин рек и некоторые другие признаки, довольно часто разлом называли сбросом.

Детальное изучение линейно-ориентированных структурных элементов (приразломных складок, будинажных структур, трещиноватости) в зоне Приморского разлома (Шерман, 1970) позволило установить изменение кинематической характеристики разлома во времени. Для докайнозойского этапа развития разлом характеризуется как левосторонний взбросо-сдвиг с поднятым юго-восточным крылом, для кайнозойского – правосторонний сбросо-сдвиг с опущенным юго-восточным крылом. Амплитуда правостороннего сдвига близка к 1,2 км; вертикальная составляющая сброса – 6–7 км.

Сопоставление истории развития двух генеральных разломов – Главного Саянского и Приморского – показывает, что, сохраняя унаследованной пространственную ориентировку, эти разломы совершенно не унаследуют знак подвижек. Изменяя синхронно знак смещений, они постоянно изменяют свой генетический тип. Аналогичное заключение сделал А. И. Суворов (1968) по крупным разломам для региона Средней Азии.

Если отвлечься от плотности разломов и их густоты, то чисто количественно регматическая сетка более мелких дизъюнктивов в Восточно-Саянской и Прибайкальской ветвях имеет идентичный рисунок (Хренов, Шерман, 1968), хорошо читаемый на карте разломов юга Восточной Сибири, составленной П. М. Хреновым (1971). В Восточном Саяне разломы северо-западного простирания – наиболее развитая группа взбросо-сдвигов; в Прибайкалье – та же генетическая группа имеет северо-восточное простирание. Поперечные для Восточного Саяна разрывы северо-восточного простирания представлены преимущественно сдвиго-сбросами, в Прибайкалье эта же генетическая группа простирается на северо-запад. Если взглянуть на охарактеризованную позицию в общем плане, то мы увидим зеркальную симметрию в сетке разломов Саяно-Байкальской горной области по отношению к меридиональной плоскости 102° в.д. В целом Саяно-Байкальская горная область, как и другие смежные складчато-глыбовые структуры, располагается в зоне Срединно-Азиатского трансконтинентального подвижного пояса, а ее разломная сетка является региональной частью одноименной системы крупнейших глубинных разломов (Очиров, 1973).

Закономерности в ориентировке первичных разрывов позволяют рассматривать их генезис в общем плане развития, разрабатывая одну схему, с позиций которой можно объяснить и Саянскую, и Прибайкальскую ветви разломов.

История геологического развития разломов в Забайкалье восстанавливается более четко для протерозойско-палеозойского и мезозойского этапов тектогенеза. Наиболее крупные из разломов этой территории – Джида-Витимский и Чикой-Ингодинский (Очиров и др., 1965) – в течение всего длительного периода формирования функционировали как левосторонние сдвиго-сбросы, хотя в отдельные моменты активизации знак движений изменялся. Последнее выражено менее отчетливо, чем в Прибайкальской и Саянской ветвях.

Во внутренней части Байкальской складчатой дуги сетка разломов наиболее сложна. Выделяются разломы северо-восточного направления (баргузинский тип СВ 30°). К ним приурочены зоны милонитизации, отдельные тектонические впадины и сейсмогенные структуры. Степень развития разломов данного направления по

мере удаления от района Байкала затухает. На Витимском плоскогорье они развиты в виде разрозненных серий непротяженных зон повышенной проницаемости и брекчирования, а также локальных мезозойских вулканогенных депрессий. Разломы северо-западной ориентировки (точерский тип СЗ 330°) развиты в бассейне Ципы, Амалата, Конды, Ингоды. На местности они прослеживаются линейно-вытянутыми зонами рассланцевания, мелкими интрузивными проявлениями трещинного типа, хорошо оттеняются изгибами речных долин, геоморфологическими уступами, которые подчеркивают их кайнозойскую активизацию.

Выявлены разломы и субмеридионального направления (кыра-парамский тип СВ 15°). Они наиболее четко выражены в восточной части Байкальской горной области и выступают в роли пограничных структур, отделяющих эту область от Станового нагорья.

Таким образом, плановый рисунок сетки разломов в различных частях Саяно-Байкальской горной области практически мало различен. Однако степень развития разломов выделенных направлений существенно разнится. Именно это обстоятельство необходимо учитывать при восстановлении картины зарождения сетки разломов в целом для Саяно-Байкальской горной области.

Правильная по отношению к плоскости симметрии (102° в.д.) картина не только ориентировки первичных разрывов, но и зеркального отражения их генетических типов в первом приближении позволяет рассматривать результаты деформации да и саму деформацию как деформацию, происходящую в однородном теле, в среде, близкой к изотропной по своим физико-механическим свойствам. Отсюда для понимания кинематической схемы развития генеральных направлений разломов можно использовать представление об эллипсоиде напряжений (Хренов, Шерман, 1968). Анализ ориентировки по простиранию и по падению генерализованной поверхности Главного Саянского глубинного разлома и Прибайкальской ветви краевого шва Сибирской платформы, учитывая, что по первому из них в докембрии происходили правые взбросо-сдвиги, а по второму – левые (Наумов, 1973), показывает, что оси эллипсоида напряжений в начальный этап развития этих разрывов должны были располагаться следующим образом: ось алгебраически минимального напряжения σ_3 субмеридионально; ось алгебраически максимального напряжения σ_1 – субширотно; ось алгебраически среднего напряжения σ_2 – почти вертикально. Соответственно максимальное сжатие территория южной части Восточной Сибири испытывала по направлению, близкому к "север – юг". Именно при такой ориентировке сил наиболее вероятно "раздробление" в то время почти однородной коры по системе концентрации максимальных касательных напряжений, расположенных под углом $\sim 45°$ к оси максимального сжатия. В этот же период, следуя строгой схеме ориентировки напряжений при сжатии однородного тела, должны были образоваться крупные прогибы земной коры, генетически вызванные субширотной ориентировкой максимальных растягивающих напряжений. Такой крупный прогиб действительно существует и проходит в субмеридиональном направлении через район современного истока р. Ангары. Он подчеркивается гравитационными и магнитными аномалиями, вытягивающимися здесь в субмеридиональном направлении, и дешифрируется М. М. Одинцовым и др. (1962), К. А. Савинским (1972) и другими как крупный разлом фундамента. Небезынтересно, что моделирование механизма образования структур южной части Сибирской платформы (Гладков и др., 1972) подтвердило удивительное соответствие сетки разрывных нарушений в натуре и на модели. Этим экспериментально подтверждается идея о субмеридиональной ориентировке тектонических сил сжатия, предопределивших генеральное направление дизъюнктивов Саяно-Байкальской горной области.

Зарождение регматической, закономерно ориентированной по отношению к оси вращения сетки разрывов земной коры часто объясняют двумя наиболее крайними точками зрения: либо это результат процессов в верхней мантии, либо фактор влияния ротационных сил Земли.

Е. Н. Люстих (1962) дал общую оценку сдвиговых напряжений, которые могут появиться у подошвы коры при изменении скорости вращения Земли. При

мощности коры 40 км, плотности слагающего ее материала 3 г/см^3 и изменении скорости вращения на $5 \cdot 10^{-8}$ своей величины (наибольшее отмеченное изменение) за 12 дней касательное напряжение у подошвы коры составит $3 \cdot 10^{-2}$ дин/см^2 т.е. на несколько порядков ниже предела прочности горных пород. Отсюда только действия ротационных сил недостаточно для образования генеральной сетки разломов и в Саяно-Байкальской горной области, поскольку общие расчеты Е. Н. Люстиха благодаря общности параметров соответствуют рассматриваемой геологической ситуации.

Можно допустить, что ротационные силы Земли являются причиной формирования крупных разломов земной коры лишь в случаях, когда вектор действия этих сил совпадает с вектором напряжений, вызванных эндогенными процессами. Именно поэтому по статистике в целом для Земли мы имеем относительно выдержанные направления разрывов по отношению к оси вращения, а в конкретных регионах, расположенных на одних широтах, но в разных местах планеты,преобладают разные по направлению разломы. Принимая во внимание симметрию генетических типов и знаков смещений разломов Саяно-Байкальской горной области, можно сделать заключение, что их первоначальное заложение является результатом совместного действия ротационных и эндогенных напряжений.

Все дальнейшее развитие дизъюнктивной тектоники рассматриваемого региона шло при все большем и большем участии и возрастающей роли эндогенных факторов.

Постоянное взаимодействие изменяющихся во времени эндогенных и экзогенных (ротационных) сил вызывает колебания результатирующего вектора напряжений в земной коре, который, в свою очередь, предопределяет подвижки по имеющимся зонам дислокаций. В этом причина изменения генетических типов генеральных разломов во времени.

В зависимости от генетического типа разломов находится их потенциальная магмо- и рудоконтролирующая роль, что имеет уже непосредственное практическое значение. При учете ориентировки генетических и возрастных особенностей разломов появляется возможность по-новому оценить металлогенические перспективы наименее изученных, часто закрытых районов и облегчить выявление ряда металлических полезных ископаемых.

Рудогенерирующая роль крупных разломов требует обстоятельного изучения. Эндогенная металлогения глубинных разломов, иногда относимых к "сквозным" и "скрытым", сейчас успешно исследуется в Восточном Забайкалье, Хабаровском крае и Приморье. Установленные в этих районах разломные системы играют различную роль в металлогеническом контроле на разных стадиях своего развития. Наряду с известными разломными структурами выделяются рудоконцентрирующие зоны, в пределах которых, как отмечает И. Н. Томсон (Фаворская и др., 1969), сосредоточены наиболее крупные и промышленно интересные месторождения разных типов.

Для решения задач металлогении, связанных со скрытыми разломами Саяно-Байкальской горной области, необходима дальнейшая разработка методики регионального тектонического районирования разломно-блоковых поясов и выявления скрытых ослабленных зон. Современные методические приемы формационного и возрастного расчленения мозаично-блоковых зон линеаментов не обеспечивают надежного выделения и картирования таких зон.

К настоящему времени генеральную сетку разломов Саяно-Байкальской горной области можно считать установленной. Решены проблемы пространственного расположения разломов и общий план ориентировки (Очиров и др., 1965; Очиров, 1969; Хренов, 1971; и др.). Накоплен определенный опыт картирования разломных зон как геологических тел. В задачу предстоящих исследований должны быть включены следующие основные вопросы (Очиров и др., 1973): 1) выяснение характера движений по разломам, изучение скоростей и векторов подвижек во времени; 2) разработка методических приемов более строгой возрастной классификации разломов; 3) дальнейшее выяснение физических закономерностей, лежащих в основе "дробления" земной коры; 4) металлогения зон генеральных разломов.

Комплексное изучение поставленных основных задач дает возможность приступить к составлению специальной карты разломной тектоники Восточной Сибири, отвечающей современным требованиям тектоники. Она даст основание рассматривать генеральные и глубинные разломы как важные геологические объекты, а не просто структуры разграничения, и с этих позиций подходить к их изучению.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., "Наука", 1967.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., "Наука", 1968.

Гладков В. Г., Никитин В. П., Хренов П. М. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления (по данным моделирования).– В кн. "Тектоника Сибири", т. V. М., "Наука", 1972.

Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, 1969,

Драгунов В. И., Маньковский В. К. Трансазиатский линеамент и его проявление в геологическом строении юга Сибири.– В кн. "Тектоника Забайкалья". Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

Егоров Ю. И. О тектонической структуре Саяно-Байкальского складчатого обрамления юга Сибирской платформы по геофизическим данным.– В кн. "Тектоника Сибири", т. IV. М., "Наука", 1970.

Егоров Ю. И. Системы разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья.– В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

Люстих Е. Н. Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических построениях.– Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 1.

Наумов В. А. Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья.– Геотектоника, 1973, № 1.

Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М. и др. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Очиров Ц. О. Основные особенности и типы мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий.– Геотектоника, 1969, № 1.

Очиров Ц. О. Структурное положение Забайкалья в Срединно-Азиатском трансконтинентальном подвижном поясе.– В кн. "Тектоника Забайкалья". Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.

Очиров Ц. О., Шерман С. И., Ерхов В. Ф. Главные разломы Саяно-Байкальской горной области и некоторые проблемы их изучения.– В кн. "Тектоника Забайкалья". Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., "Наука", 1967.

Рассказчиков А. Н. Геологические формации и структура Центральной части Восточного Саяна. Новосибирск, "Наука", 1971.

Савинский К. А. Глубинное строение Сибирской платформы по геофизическим данным. М., "Недра", 1972.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука", 1968.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская И. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фрих-Хар Д. И. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., "Недра", 1969.

Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири).– В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

Хренов П. М., Бухаров А. А., Шерман С. И., Буряк В. А. Краткий очерк разломной тектоники юга Восточной Сибири и некоторых черт ее металлогении.– Изв. Заб. фил. Геогр. об-ва СССР, 1968, т. IV, вып. 4. Чита.

Хренов П. М., Шерман С. И. Ротация Земли и сетка разрывов юга Восточной Сибири.– В кн. "VI совещание по проблемам планетологии", вып. 1. 1968.

Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, 1963.

Шерман С. И. Приморский взбросо-сдвиг.– Информационный сборник Ин-та земной коры. Иркутск, 1970.

Шерман С. И. Количественные параметры разломов и их значение при металлогеническом районировании.– В кн. "Металлогения активизированных областей". Иркутск, 1973.

Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В., Киселев А. И., Шмотов А. П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1973.

М. П. ЛОБАНОВ, И. А. ОХОТНИКОВ

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ЗОН СМЯТИЙ (Байкальская горная область)

В соответствии с общепринятыми представлениями (Ажгирей, Иванкин, 1952; Замараев, 1965; Хаин, 1973) в Байкальской горной области выделяются глубинные разломы мантийного и корового заложения, играющие значительную роль в формировании геологической структуры этой части земной коры. Изучение этих структур имеет большое теоретическое и практическое значение, что неодрократно подчеркивалось в работах многих исследователей (Замараев, 1965; Буряк и др., 1966; Егоров, 1971; Лобанов, Педяш, 1971; Хренов, 1971).

Анализ имеющегося материала вскрывает различный подход в понимании разломов как геологических тел. Нередко глубинные разломы отождествляются с наблюдаемой на поверхности конкретной линией разрыва (надвиг, сброс и т.п.) либо под глубинными разломами понимаются широкие зоны повышенной проницаемости. Отсутствует ясность в соотношениях структурно-вещественных парагенезов и динамики тектонических движений. Недостаточно развивается и методологическое направление как закономерный этап научного познания этих геологических тел. Нет определенности в выборе составного элемента разлома как объекта изучения, а отсюда неизбежны противоречия при их выделении и систематизации.

К изучению зон глубинных разломов вполне приемлем системный подход (Косыгин, Соловьев, 1969; Блауберг, Юдин, 1973). Эта современная методология изучения и познания сложно организованных природных объектов в последнее время находит все большее применение в различных областях науки.

При таком подходе исследования под глубинным разломом как системой мы понимаем особым образом организованную геологическую структуру, существующую в определенной среде и в определенных с ней взаимосвязях. В методологии системного подхода (Блауберг, Юдин, 1973) большое значение придается составным элементам самой системы – реальному структурному компоненту системы, в котором сосредоточены все существенные характеристики системы и ее специфические свойства. Такими составными элементами глубинного разлома как системы, по нашим представлениям, могут служить структурно-формационные комплексы (парагенезы). Как основной составной элемент системы глубинного разлома структурно-формационный комплекс отражает всю совокупность вещественных и структурных парагенезов преобразования субстрата. Эти комплексы как элементы единой системы находятся в сложных взаимосвязях друг с другом и системой, т.е. свойства и функции разлома как системы не могут быть поняты без учета определенных свойств и функций элементов самой системы и наоборот.

В самом деле, как будет показано на примере Мамско-Даванского и Байкало-Муйского разломов, возникновение и формирование структурно-формационных комплексов обусловлено сочетанием общего стиля развития глубинного разлома или зоны смятия с основными этапами активизации. В них запечатлены все тектонические этапы формирования общей структуры байкалид, начиная от раннепротерозойского шовного прогиба до кайнозойского рифтогенеза. В связи с этим указанные зоны глубинных разломов имеют сложную линейно-блоковую внутреннюю структуру, характеризуются разнообразными приразломно-складчатыми комплексами, многостадийным (хотя обычно однотипным) магматизмом. В линейных зонах смятия, обычно связанных с движениями отдельных блоков в пределах глубинных разломов, кроме того, широко проявлен полифациальный зональный динамотермальный метаморфизм и метамоматоз как региональный, так и локальный широкого кислотно-щелочного диапазона. Структурно-вещественные особенности, как правило, определяют рудно-геохимическую специализацию тектонических блоков в зонах глубинных разломов.

На имеющемся фактическом материале попытаемся проанализировать различные структурно-формационные комплексы в связи с продолжительной и сложной историей развития глубинных разломов, с выявлением особенностей развития и функционирования этих структур. Сами структурно-формационные комплексы в зависимости от динамики тектонических напряжений и в соответствии с направленной эволюцией вещественного и структурного преобразования субстрата нам представляется целесообразно классифицировать следующим образом:

1) структурно-магматогенный парагенез, обусловленный тектоно-магматической активизацией глубинных разломов на разных этапах их функционирования;

2) приразломно-седиментогенный парагенез, обусловленный внутренней дифференцированностью тектонических движений в зонах разломов;

3) дислокационно-метаморфический парагенез, обусловленный спецификой деформаций и динамикой тектонических движений преимущественно в зонах смятия;

4) гидротермально-метаморфогенный парагенез, обусловленный интенсивностью гидротермально-метасоматической проработки тектонизированного субстрата за счет воздействия теплового потока (геотермический эффект) и высокой проницаемостью;

5) аркогенно-рифтогенный парагенез, обусловленный новейшими глыбово-сводовыми движениями в глубинных разломах мантийного заложения.

Положение рассматриваемых разломов в геоструктурных элементах Байкальской горной страны различными исследователями показывается неоднозначно (Лобанов, 1963; Буряк и др., 1966; Егоров, 1971; Хренов, 1971). Исходя из представлений о тектонике Байкальской горной области, близких к взглядам Ю. А. Косыгина (Косыгин, Лучицкий, 1961), мы относим Байкало-Муйский и Мамско-Даванский глубинные разломы к структурам ограничения Сибирской платформы (рис. 1).

Со стороны развивающейся рифейской геосинклинали в структурах ограничения формируются глубинные разломы (внешний краевой шов, по В. Е. Хаину) мантийного заложения сбросового типа с базальтоидным магматизмом и метаморфическими поясами фемического профиля (Байкало-Муйский разлом); в структурах ограничения, обращенных к древней платформе, развиваются глубинные разломы (внутренний краевой шов, по В. Е. Хаину) корового заложения надвигового типа с гранитоидным магматизмом и метаморфическими поясами сиалического типа (Мамско-Даванский разлом). При данном тектоническом районировании (см. рис. 1) северо-западная часть региона относится к краевой зоне Сибирской платформы (краевая антеклиза, по М. М. Одинцову) с архейско-протерозойским цоколем и рифейским осадочным чехлом, а юго-восточная часть – к собственно рифейско-раннекаледонской геосинклинально-складчатой области.

В этом случае к образованиям дорифейского фундамента Сибирской платформы вслед за М. М. Одинцовым (Одинцов и др., 1958) следует относить также нижне- и среднепротерозойские комплексы, выполняющие ядра Байкальского, Чуйско-Тонодского, Лангдорского, Муйского и других антиклинориев, ранее относимые к складчатому обрамлению Сибирской платформы.

Анализ структурно-формационных комплексов попытаемся дать по наиболее изученным частям разломов.

Структурно-магматогенные и приразломно-седиментогенные комплексы характеризуют глубинные разломы мантийного и корового заложения и формируются как в условиях растяжения, так и в условиях сжатия (табл. 1 и 2). Тип магматизма и функционирование магматической деятельнсоти в первую очередь определяется глубиной заложения разлома и исходным субстратом, на котором он формируется. С этой точки зрения представляет интерес протерозойский магматизм Байкало-Муйского разлома (см. табл. 1). Древний возраст (ранний протерозой) и большая глубина заложения этого разлома устанавливаются по приуроченности к нему линейного пояса офиолитовых интрузий, проявившихся неоднократно в течение докембрия. Формирование их началось одновременно с заложения шовных трогов, возможно, на коре океанического типа (Пейве, 1969). В строении трогов (Таллоинский, Килянский и др.) ведущую роль играют вулканиты основного состава

(муйская серия, по Л. И. Салопу). Троговое развитие разлома продолжалось в позднем протерозое (Делюн-Уранский, Олокитский прогибы). Троги Байкало-Муйского разлома имеют особенности в проявлении магматизма и осадконакопления (рифогенные известняки и терригенно-карбонатный флиш).

В мобильных блоках, особенно в Северо-Муйском, предствляющем собой, собственно, шовную зону глубинного разлома, объем пород основного и ультраос-

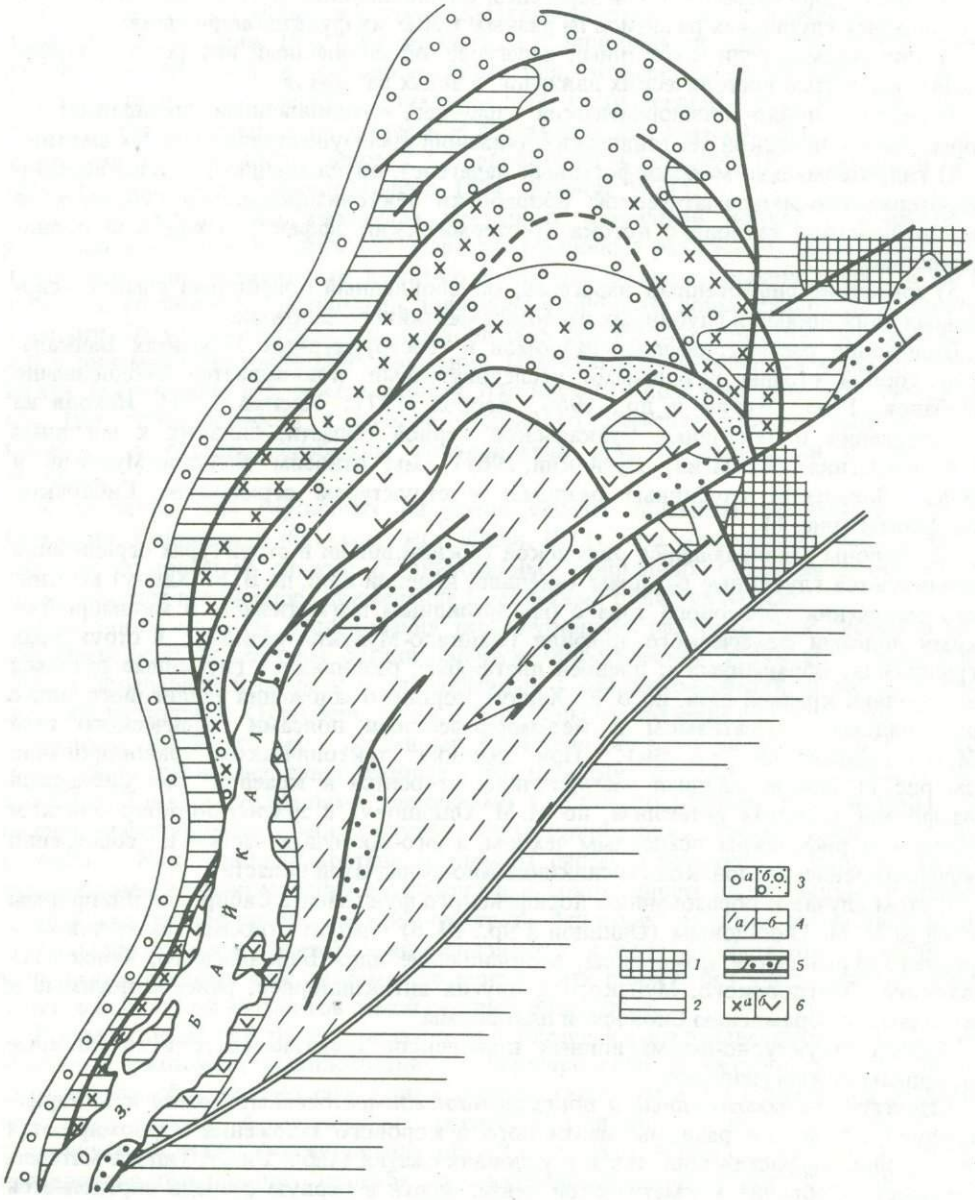


Рис. 1. Схема размещения Байкало-Муйского и Мамско-Даванского глубинных разломов и сопряженных с ними метаморфических поясов в Байкальской горной стране

Краевая зона юга Сибирской платформы: *1,2* – фундамент рифейской платформы: *1* – архейское кристаллическое основание протоплатформы, *2* – протерозойский орогенный комплекс протоплатформы в пределах выступов фундамента и в перикратонных зонах; *3* – чехол рифейской платформы: *3* – перикратонные опускания (*а*), линейные прогибы шовных зон (*б*)
Геосинклинально-складчатые системы неогея: *4* – рифеиды (*а*), каледониды (*б*); *5* – рифтогенные впадины байкальского типа; *6* – глубинные разломы и сопряженные с ними метаморфические пояса; Мамско-Даванский (*а*), Байкало-Муйский (*б*)

новного состава составляет более 70%. Основная масса офиолитовых интрузий контролируется внутритроговыми разломами. К периферическим и тыловым разломам количество интрузивных тел резко уменьшается. Ширина полосы наибольшего развития офиолитовых интрузий варьирует от 10–15 до 30–45 км. Их проникновение отмечается и в побочные ветви. В плане линейно-вытянутая форма тел подчеркивает гигантскую дугу офиолитового пояса, конформно вписанную в сопряженные докембрийские структуры.

Формационные типы, собственно, офиолитового комплекса, последовательно сменяющие друг друга во времени, представляются следующими: а) габбро-перидотитовый; б) габбро-диорит-диабазовый (нередко габбро-анортозитовый) и сопряженная с ним андезит-базальтовая комагматическая серия. Пространственно-временны́е соотношения отмеченных формационных типов описаны в работах многих исследователей (Головенок, 1964; Салоп, 1967). Не вызывает сомнений и мантийный характер внутритроговых разломов, развивающихся в период формирования офиолитового комплекса в условиях растяжения.

На этапе консолидации троговых структур режим растяжения сменяется сжатием. В этих условиях в активизированных внутритроговых разломах путем повторного селективного анатектического плавления и метасоматической гранитизации офиолитовых серий (а также содержащихся в них фрагментов архейского субстрата) формировались палингенные и регенерированные магмы, давшие начало породам мигматит-плагиогранитовой формации. Гранитоиды нередко имеют весьма "пестрый" состав – от лейкократовых гранитов, мигматитов до гранодиоритов и монцонитов. Широко распространены плагиомикроклиновые граниты, сопровождающиеся зонами профиробластеза. Продукты регенерированной магмы преимущественно натриевые, неравномерно насыщены полевошпатовой известью, богаты кремнекислотой. Все эти признаки существенно отличают их от, собственно, щелочноземельной ассоциации офиолитового комплекса. Поэтому неоправдано выделение в пределах Байкало-Муйского разлома генетически единой габбро-плагиогранитной формации.

В мобильных блоках в зависимости от динамических напряжений и особенно в зонах высокого давления (Северо-Муйский и Ольхонский блоки) по офиолитовому комплексу развиваются чарнокит-мигматиты и эклогит-амфиболиты, сопряженные во времени с мигматит-плагиогранитами.

В этом отношении в пределах Ольхонского мобильного блока получены крайне любопытные данные (Битнер и др.,1972), указывающие на постепенный переход от линзующихся ультраосновных и основных пород через меланократовые пироксен-плагиоклазовые и другие основные кристаллические сланцы к мезократовым амфибол-плагиоклазовым мигматитам (нередко к гиперстенсодержащим), затем к лейкократовым биотитовым и гранат-биотитовым мигматитам и гранито-гнейсам, а местами даже к гранитам. Пластообразная и линзообразная форма тел большинства основных кристаллических сланцев и некоторых известково-силикатных пород при наличии изменчивости минеральных парагенезисов зачастую отражает последовательные стадии преобразования первичномагматического (офиолитового) субстрата в начале в условиях гранулитовой (лапландский тип), а затем и амфиболитовой фаций метаморфизма. Об этом же свидетельствует рудно-геохимическая специализация мобильных блоков на Ni, Co, V, Ti, Cu и др.

Конвергентность специфических особенностей магматизма Байкало-Муйского разлома отмечается в приразломных структурах позднепротерозойского этапа формирования. Резко выраженный фемический профиль функционирования магматической деятельности подчеркивается развитием базальтоидного магматизма с зеленокаменным преобразованием пород (инъяптукские андезито-базальты, габбро-перидотиты довыренского комплекса).

Структурно-магматический комплекс (см. табл. 2) Мамско-Даванского корового разлома имеет четко выраженный сиалический профиль на всех этапах развития.

По ряду морфогенетических признаков эта разрывная структура может быть классифицирована как зона смятия горст-антиклинального типа и уподоблена

Таблица 1

Соотношение структурных и вещественных парагенезов

Возраст и характеристика разлома	Динамика тектонических движений и		
	структурно-магматогенный	приразломно-седиментогенный	структурно-вещественные комплексы (парагенезы)
Нижний протерозой. Мантийный. Формируется на коре океанического типа и в чехле протоплатформы	В условиях сжатия – палингенно-метасоматические интрузии мигматит-плагиогранитов, линзы и пластовые тела мигматит-чарнокитов. В условиях растяжения – офиолитовые интрузии габбро-перидотитовой, габбро-диорит-диабазовой и габбро-анатозитовой формаций. Андезито-базальты трещинного типа. Рудно-геохимическая специализация: Ni, Co, Cu, Zn, Pl и др.	На фоне мозаично-блоковой структуры формируются шовные троги и прогибы, выполненные груботерригенными отложениями и вулканитами андезито-базальтового ряда; во внешних зонах – узкие линейные прогибы, выполненные грубофлишоидными отложениями и рифогенными известняками	дислокационно-метаморфический: Преимущественно сдвиго-взбросы: милониты, ультрамилониты, бластомилониты, порфироиды и порфиритоиды, филлониты, офиолито-меланжи. В условиях глубинных разрывов – амфиболиты, основные кристаллосланцы, гнейсоиды. В зонах высоких давлений (чаще в мобильных блоках) – гранулиты лапландского типа, эклогит-амфиболиты, протрузии альпинотипных гипербазитов, высокотемпературные диафториты гидротермально-метаморфический: Преимущественно взбросо-надвиги и сбросы. На ранних стадиях – региональные железисто-магнезиально-кальциевые метасоматиты; железисто-магнезиальные карбонаты; железистые доломиты, скарноиды, родингиты, серпентиниты, нефриты, серпентин-тремолитовые породы и т.д. На поздних стадиях – локальные углекислые и сернокислые метасоматиты: лиственит с кварцевыми штокверками, тальциты, залежи анкерит-сидеритовых пород, беризиты, слюдистые и железистые кварциты. Рудно-геохимическая специализация: асбест, золото, полиметаллы, ртуть аркогенно-рифтогенный: Сводовые поднятия с рифтогенными впадинами. Резкоконтрастный альпинотипный рельеф. Слоисто-блоковая структура коры, вещественная неоднородность верхних ее частей. Специализация – россыпное золото

Иртышскому, Успенскому и другим разломам с надвиговой природой. С горст-антиклинорной структурой хорошо согласуется формирование зоны раздвига в осевой части зоны смятия и широкое развитие разнонаправленных надвигов в периферических частях.

В зависимости от субстрата размещаются те или иные генетические типы гранитоидов. По породам фундамента преимущественно развиваются реоморфические гранитоиды (угольканский и даванский комплексы), в пределах рифейского осадочного чехла (в перикратонном комплексе) – палингенно-метасоматические

Таблица 2

Соотношение структурных и вещественных парагенезов в

Возраст и характеристика разлома	Динамика тектонических движений и		
	структурно-магматогенный	приразломно-седиментогенный	структурно-вещественные комплексы (парагенезы)
Верхний протерозой. Коровый. Сформирован в гетерогенном архейско-протерозойском фундаменте Сибирской платформы и ее осадочном рифейском чехле	В условиях сжатия – бескорневые тела гранитоидов акмолитового типа, интрузивные залежи, силлы. В условиях растяжения – линейные гранито-гнейсовые купола, валы, мигматиты зон раздвигов, аллохтонный тип трещинно-гипабиссальных интрузий. Рудно-геохимическая специализация – редкометальные апограниты в связи с аллохтонными интрузиями, пегматиты	На фоне линейно-блоковой структуры преобладают горст-антиклинальные поднятия, иногда в сочетании с амагматичными прогибами, выполненными моласоидными отложениями	дислокационно-метаморфический: В условиях менее глубинных надвигов – катаклазиты, милониты, брекчии, порфироиды, тектонические сланцы с рассеянной минерализацией Au, Pb, Zn, Cu и др. В более глубинных надвигах – бластокатаклазиты и бластомилониты, нередко порфиробластические и грубозернистые; гнейсоиды; гранито-гнейсы; селективные выплавки лейкократовых гранитов и аплитов; амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты, а также прочие метаморфиты, образованные за счет перекристаллизации различных тектонитов с рассеянной минерализацией Ta, Nb, Mo, Sn и др. гидротермально-метаморфогенный: Преимущественно в условиях сбросов и в зависимости от предшествующей динамометаморфической зональности субстрата. На ранних стадиях – в процессе регионального кислотного выщелачивания – кварц-мусковитовые, кварц-фибролитовые, кварц-дистеновые типы зональных метасоматитов (алюмосиликатные и кремнеслюдистые гидротермалиты, железистые кварциты и др.) с минерализацией Fe, Ti, Al и др. и слюдой-мусковитом. На поздних стадиях – локальные редкометальные щелочные и полевошпатовые метасоматиты апогнейсового типа, грейзены, зональные кварцевые тела с минерализацией Ta, Nb, Sn, W, Mo и др.

в Байкало-Муйском глубинном разломе

образования (мамско-оронский комплекс). Во всех случаях гранитоиды изофациальны с наложенным динамотермальным метаморфизмом, в проявлении которого обнаруживается четкая зональность: внутренняя шовная зона представлена амфиболитовой фацией вплоть до ультраметаморфизма; блоки – крылья разлома сложены метаморфитами более низких температурных ступеней (Лобанов, 1963; Буряк и др., 1966; Лобанов, Педяш, 1971).

Условия растяжения в области раздвига в пределах шовной зоны, видимо, способствовали более интенсивному тепломассообмену и проникновению гранити-

Мамско-Даванском глубинном разломе (зона смятия)

зирующих вещественных компонентов (K, F, H_2O и др.), что нашло отражение в широком развитии линейных гранито-грейсовых куполов, зон мигматизации и пегматитообразования.

Другие морфоструктурные типы гранитоидов – бескорневые тела акмолитового типа, интрузивные залежи, линзы и другие – формируются в условиях сжатия и определенным образом связаны с горизонтальными перемещениями масс преимущественно от зоны раздвига, симметрично проявляясь относительно последней. Суммарная амплитуда перемещений (по глубинным? надвигам) составляла 25–30 км. Перемещение масс из зоны раздвига способствовало расслоению жестких масс субстрата (особенно дорифейского фундамента) по вертикали на чешуи и линзы (глубинно-чешуйчатая структура Мамско-Даванской ветви), что, в свою очередь, создавало благоприятные условия для миграции гранитизирующих растворов в субгоризонтальном направлении. Подобный механизм гранитообразования (угольканский комплекс) особенно характерен для юго-восточного крыла Чуйского антиклинория.

Дислокационно-метаморфический комплекс возникает под влиянием тектонических напряжений и особенно характерен для разломов, движения по которым сопровождались наибольшим сжатием. Образующиеся при этом зональные полифациальные метаморфические комплексы обладают рядом особенностей в зависимости от глубины заложения, состава преобразующегося субстрата, стиля развития разрывной структуры и морфогенетических типов составляющих ее нарушений.

Тектонитовая (в том числе диафторитовая) природа некоторых докембрийских метаморфических толщ в пределах описываемых разломов была установлена в самое последнее время. Как выяснилось, метаморфические породы тектонитовой природы образуют линейные метаморфические пояса, конформные с общим структурным планом наиболее крупных разрывов.

Нами выделяются два петрогенетических типа метаморфических поясов (см. рис. 1):

1) в пределах Байкало-Муйского мантийного разлома – одноименный метаморфический пояс фемического профиля с зеленокаменным преобразованием пород, широким распространением своеобразных тектонитов псевдопорфировой структуры, нередко сопровождающихся серпентинитовым и карбонатным меланжем с протрузиями альпинотипных гипербазитов;

2) в пределах Мамско-Даванского корового разлома – одноименный пояс сиалического профиля с полифациальным зональным метаморфизмом диафторитовой природы с обширным палингенезом и метасоматизмом.

Возраст процессов основных этапов дислокационного метаморфизма обоих поясов нами считается довендским (в гальке конгломератов ушаковской, холоднинской и других свит отмечаются продукты этих процессов). Выявление регионального развития различных типов тектонитов и метаморфитов в связи с проявлением различных деформаций приводит к необходимости коренного пересмотра генезиса и возраста пород некоторых докембрийских стратифицированных метаморфических толщ: чуйская, укучиктинская, чукчинская и частично мамская толщи – в Мамско-Даванском поясе, а также килянская толща – в Байкало-Муйском поясе.

В северо-западном Прибайкалье нами (Лобанов, 1963) и другими исследователями (Лобач-Жученко, 1957; Лобанов, Педяш, 1971) было установлено динамометаморфическое преобразование гранитоидов и вулкнитов среднепротерозойского возраста (Северо-Байкальская вулкано-плутоническая ассоциация). Зональные полифациальные тектониты (метаморфиты) представляют здесь Даванскую зону смятия (Лобанов, 1963; Лобанов, Педяш, 1971). В северном фланге этой зоны (Чая-Миньский водораздел) подукты дислокационного метаморфизма, по-видимому, ошибочно стратифицируются и включаются в укучиктинскую толщу (Мануйлова и др., 1964). В самом деле, находясь на простирании даванских тектонитов, они имеют с ними много сходных черт.

1. Продукты вещественных и структурных преобразований пород вулкано-плутонической серии обнаруживают здесь зональность в поперечном сечении зоны и соответствуют трем фациям метаморфизма.

2. Степень проявления дислокационного метаморфизма весьма неравномерная, а местами различна в пределах одной температурной ступени.

3. Во внешней части Укучиктинской тектонитовой полосы (Лобанов, 1963) породы этой серии претерпевают дробление и, не подвергаясь полной перекристаллизации, превращаются в порфироиды, катаклазиты и милониты с сохранением исходных структур и породообразующих минералов первичных пород. По степени изменения они соответствуют зеленокаменной ступени диафтореза, по С. П. Кориковскому (1967).

4. От внешней к внутренней части тектонитовой полосы совершенно постепенно происходит усложнение вещественного состава и текстурно-структурных особенностей порфироидов и катаклазитов. Переход от порфироидов в баластомилониты выражен увеличением зернистости пород, появлением кристаллобластических структур и новообразованных минералов (микроклин, биотит, кварц, нередко амфибол). Породы часто приобретают мелкоочковую текстуру, обусловленную катакластами реликтового полевого шпата и порфиробластами микроклина. Преобразование пород происходило в условиях эпидот-амфиболитовой температурной ступени. На этой стадии изменения наблюдается заметное нарастание процессов замещения породообразующих минералов (альбитизация, микроклинизация, биотитизация, нередко мусковитизация и окварцевание).

5. В центральной части тектонитовой полосы широко развиты продукты глубинного метаморфизма, очевидно, в значительной степени связанные с повышенным тепловым потоком в зоне раздвига. Среди них отмечаются порфиробластические и биотит-амфиболовые бластотектониты, гнейсоиды бластомилонитовой природы, гранито-гнейсы и гранитные селективные выплавки и др. Процесс плавления гнейсового субстрата (реоморфические граниты даванского и угольканского комплексов), видимо, характеризует амфиболитовую ступень метаморфизма.

В пределах Чуйского антиклинория аналогичным процессам дислокационного метаморфизма и смятия охвачены породы юго-восточного крыла и значительная часть сопредельного Мамского синклинория (патомская серия). Как оказалось, исходный субстрат их в большинстве своем представлен среднепротерозойскими чуйскими гранитоидами (главным образом в северо-восточном обрамлении антиклинория) и одновозрастными с ними породами интрузивно-эффузивной серии Северо-Байкальского вулканического пояса (акитканская серия, ирельский комплекс) – на юге антиклинория. Различные тектониты, особенно перекристаллизованные до бластомилонитов, очковых и очково-полосчатых гнейсоидов, многими исследователями принимаются за стратифицированные образования чуйской толщи.

За последнее десятилетие резко возрос объем детальных геологических исследований в Средне-Витимской горной стране, что позволило в значительной степени уточнить представления об особенностях геологического строения этого региона. Полученные материалы выдвинули ряд новых проблем и задач. К одной из наиболее актуальных проблем необходимо отнести выявление широкого развития тектонитов различного состава по гранитоидам мигматит-плагиогранитовой формации (муйский комплекс) и породам офиолитового пояса в связи с линейными зонами смятия, а также выяснение морфологии структурных и вещественных особенностей линейных зон смятия и т.д. Решение этой проблемы становится особенно важным в металлогеническом отношении, так как именно к ним приурочены многие известные в районе рудопроявления и месторождения золота, полиметаллов, асбеста, ртути и других полезных ископаемых.

По характеру и интенсивности наложенных метаморфических (в том числе метасоматических) процессов удалось выделить два типа преобразований исходных пород. В первом – процесс преобразования носит характер вторичного "эпимагматического" замещения исходных минеральных парагенезисов в зонах скрытой трещиноватости, хотя и протекает без ярко выраженного нарушения структурно-тектстурных особенностей пород (деанортизация плагиоклаза, окварцевание и микроклинизация, хлоритизация, эпидотизация, биотитизация и т.д.). При перераспределении новообразованного вещества обнаруживается общая тенденция раскисления и избирательная гомогенизация пород с возрастанием лейкократовости.

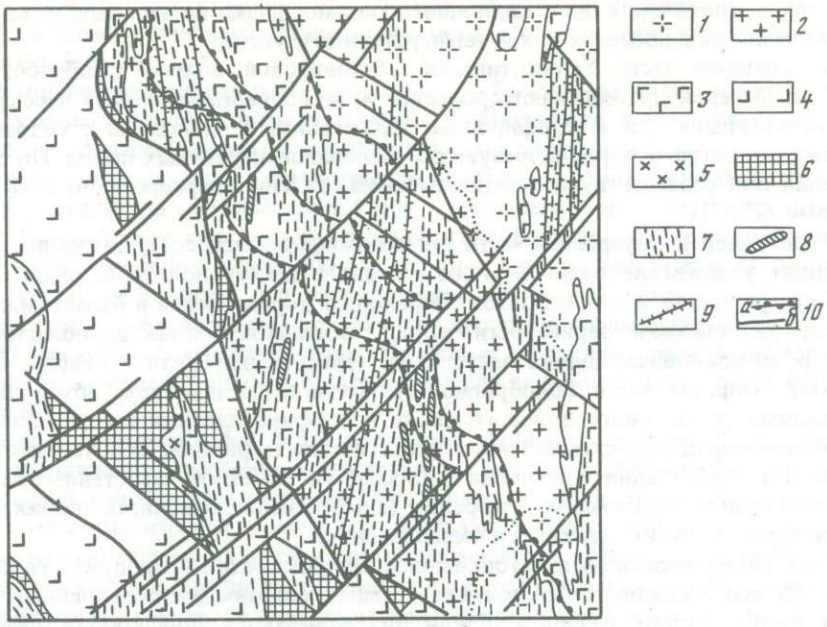


Рис. 2. Схема размещения тектонитов и золотосодержащих метасоматитов в Парама-Янгудской зоне смятия (Средне-Витимская горная страна)

1–4 – гранитоиды мигматит-плагиогранитовой формации: *1* – неизмененные гранодиориты, *2* – гранодиориты, подвергнутые гидротермально-метасоматической переработке, *3* – амфиболизированные габброиды офиолитового комплекса, *4* – серпентинитовый меланж с протрузиями альпинотипных гипербазитов (Парамский массив); *5–8* – продукты локального метасоматоза, сопряженные с меланжем: *5* – кварцевые штокверки и зоны микроклинизации, сопряженные с лиственитами, *6* – лиственит и лиственитизированные серпентиниты, *7* – зоны тектонитов и зеленокаменного преобразования по гранитоидам и габброидам, ошибочно отнесенные к породам килянской подсерии, *8* – участки интенсивного проявления углекислого и сернокислого метасоматоза в тектонитах, несущих золото-полиметаллическое оруденение; *9* – разрывы байкальского этапа тектогенеза; *10* – разрывы каледонского (*а*) и мезо-кайнозойского (*б*) этапов тектогенеза

Изучение процессов преобразования пород муйского комплекса в ряде интрузивных массивов показало, что не только расчленение находится в прямой зависимости от степени проявления этих процессов, но и их потенциальная рудоносность.

Ко второму типу преобразований относятся дислокационно метаморфмические и метасоматические процессы, широко и интенсивно проявленные в тесной связи с приразломной складчатостью и межблоковыми движениями в линейных зонах смятия (Орловско-Таллоинская, Парамо-Янгудская, Килянская и другие зоны). Эти процессы изучались нами в Парамо-Янгудской зоне смятия, представляющей один из фрагментов Байкало-Муйской системы глубинных разломов (рис. 2).

Продукты дислокационного метаморфизма – тектониты сопровождают разрывные нарушения надвигового и сдвигового типов. Они развиваются как в автохтоне, так и в аллохтоне. В зависимости от субстрата тектониты имеют апогранитовый, апогаббroидный, серпентинитовый и другой состав. Тектониты апогранитового состава, развивающиеся за счет пород мигматит-плагиогранитовой формации, представлены катаклазитами, милонитами и ультрамилонитами нескольких ступеней, отражающих интенсивность зеленокаменной переработки гранитоидов. В меньшей мере развиты бластомилониты и гнейсоиды. Габброиды в этих условиях преобразуются чаще в тектонические сланцы, содержащие наряду с реликтовыми породообразующими минералами широкий парагенезис новообразований (эпидот, актинолит, альбит, карбонат, хлорит и др.). В участках максимальных тектонических напряжений образуется серпентинитовый и карбонатный меланж с протрузиями гипербазитов и габбро-амфиболитами в структурах будинажа.

Установление исходного субстрата в структурах подобного рода является одной из первоочередных задач в затронутой проблеме. Как оказалось, некоторые разновидности тектонитов, особенно обладающие псевдопорфировой структурой за счет присутствия катакластов и порфирокластов, а также карбонатный меланж с габброидами в структурах будинажа ошибочно принимаются либо за вулканогенные, либо за нормально осадочные образования муйской серии.

Гидротермально-метаморфогенный комплекс обусловлен высокой проницаемостью отдельных разрывов в зоне глубинного разлома. Становление данного комплекса происходит вслед за проявлением дислокационно-метаморфических процессов, т.е. после формирования разнотемпературных тектонитов (в том числе диафторитов) и различных метаморфитов, возникших изохимически. По отношению к изофациальным гранитоидам – конечным продуктам амфиболитовой фации, гидротермально-метаморфогенный процесс также представляется регрессивной стадией. По морфогенетическим признакам минерализованные разрывы отвечают обычно сбросам и взбросо-надвигам, как подновленным, так и вновь возникшим. Процесс гидротермально-метасоматической проработки тектонитов протекает избирательно и обнаруживает ярко выраженные кислотные свойства на ранней стадии (региональные метасоматиты кварц-мусковитового, кварц-фибролитового, кварц-дистенового типов) и более щелочные свойства на поздних этапах (локальные редкометальные щелочные и полевошпатовые метасоматиты апогранитового и апогнейсового типов). Генетические и термальные типы региональных и локальных метасоматитов (см. табл. 1 и 2) зависят от исходного состава тектонитов, их устойчивых температурных минеральных парагенезисов, а также динамометаморфической дифференциации, полифациальной зональности и в равной мере от характера деформаций. Подобная зависимость была подмечена также В. И. Казанским (1973) для активизированных рудоносных разломов фундамента древних платформ (Алданский и Украинский щиты).

Региональный кислотный метасоматоз хорошо изучен в Мамско-Даванском разломе, где он наиболее широко развит в Чуйской, Укучиктинской и Нечеро-Жуинской (см. рис. 2) тектонитовых зонах. Избирательность процессов кислотного выщелачивания нередко придает тектонитам мигматитовый облик (так называемая мигматитовая пачка в составе чуйской и чукчинской толщ). Геологический разрез (р. Витим) наиболее крупных зон выщелачивания по разнотемпературным перекристаллизованным тектонитам апогранитового состава фиксируется в следующем виде (снизу вверх): 1) зона кварцитов, кварцито-сланцев и слюдистых сланцев (иногда с реликтами исходных гранито-гнейсов); 2) зона кварц-высокоглиноземистых сланцев (дистен-и ставролитсодержащих) с линзами магнетитовых кварцитов и горизонтами амфиболитов. Нередко эти метасоматические образования, возникшие за счет резкого возрастания кислотных свойств тектонитов (осветления пород) и сопряженного с ними железисто-магнезиально-кальциевого метасоматоза, некоторыми исследователями считаются нормально-осадочными (чукчинская свита) и принимаются за древние коры выветривания (Головенок, 1964). Не вызывает сомнения, что в приведенном разрезе нижняя передовая зона представляет собой последовательно разрастающуюся метасоматическую колонку, сложенную продуктами стадии выщелачивания; верхняя тыловая – представляет собой зону осаждения выщелоченных кальциевых и железисто-магнезиальных компонентов.

В случае проявления кислотных свойств в тектонитах по основным породам в тыловой зоне метасоматической колонки, кроме высокоглиноземистых существенно гранатсодержащих пород возникают специфические кварцито-железистые образования. По составу их можно подразделить на кварц-магнетитовые и амфибол-гранат-магнетитовые. Рудный минерал чаще не образует самостоятельных крупных залежей, а наблюдается в виде линзовидных прожилков, гнезд, агрегатных скоплений неправильной формы, либо обусловливает пятнистый штокверко-вкрапленный тип оруденения. Рудовмещающие породы характеризуются частичным или практически полным разложением фемических минералов (амфибола, биотита, нередко пироксена) и деанортитизацией плагиоклазов. Железо начинает экстрагироваться уже в зеленокаменную стадию дислокационного метаморфизма в виде рассеянной

вкрапленности магнетита в основной ткани пород. С усилением кислотного выщелачивания (осветления пород) происходит вынос данного элемента из зоны выщелачивания и концентрации его в зоне осаждения наряду с другими петрогенными компонентами, нередко в количествах, вполне достаточных для образования промышленно-ценных месторождений (междуречье Витима и Язовой).

В Укучиктинской тектонитовой зоне продукты стадии выщелачивания также представлены двуслюдяными полевошпатовыми сланцами, слюдистыми кварцитосланцами и анхиминеральными кварцитами. Несколько иные минеральные ассоциации отмечаются лишь в зонах осаждения, в которых вместо дистена и ставролита обычно присутствуют силлиманит (фибролит), кордиерит и флогопит. Это свидетельствует о различных типах кислотного выщелачивания, что, как выясняется, имеет важное значение для сопряженного рудогенеза. К кварц-фибролитовому типу кислотного выщелачивания в Укучиктинских и Даванских зонах тяготеют редкометальные полевошпатовые метасоматиты (Кориковский, 1967), характеризующиеся значительным выносом и привносом вещества. Проявление этого типа выщелачивания в более основной среде нередко приводит к формированию локальных щелочных метасоматитов (Западное Прибайкалье).

При кварц-дистеновом типе кислотного выщелачивания (Мамско-Чуйская зона) в сопряженных зонах осаждения накапливаются некоторые выщелоченные рудные (титан, железо, возможно, золото) и петрогенные элементы (алюминий), достигающие промышленно-интересных концентраций.

Процесс выщелачивания диафторитов по пара- и ортогнейсам в Мамской слюдоносной провинции протекает с уменьшением содержания щелочей, особенно калия, и некоторой десиликацией, что, очевидно, связано с переотложением в виде кварц-мусковитового комплекса части кремнекислоты и окиси калия как в метасоматически переработанных диафторитах (сланцах), так и в полостях отслоения в пегматитах, встречающихся в пределах зон тектонизации.

Таким образом, анализ полученного эмпирического материала позволяет сделать следующие выводы.

1. В качестве основного элемента глубинных разломов предлагается рассматривать структурно-формационные комплексы (парагенезы), по которым более полно можно восстановить специфические особенности структуры и эволюцию глубинных разломов как самостоятельных геологических тел (систем).

2. На примере Байкальской горной области в структурах ограничения древних платформ устанавливается по крайней мере два типа субпараллельных сопряженных систем глубинных разломов и ассоциирующих с ними метаморфических поясов – мантийные и коровые. Если Байкало-Муйский разлом функционирует как глубинная разрывная структура с мощными блоковыми движениями преимущественно сдвигово-взбросового типа с генерацией глубинного материала и широким проявлением механического преобразования субстрата, то Мамско-Даванский разлом функционирует как зона высокой проницаемости для коровых вещественных компонентов с широким развитием процессов термального метаморфизма и метасоматоза, неоднократно преобразующих тектонизированный субстрат в верхних частях земной коры.

3. Удалось выявить исключительно широкое развитие в зонах разломов структурных и вещественных преобразований, которые нельзя не учитывать при тектонических построениях и в ориентации поисков полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения Иртышской зоны смятия. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, № 3.

Блауберг И. В., Юдин Э. Г. Становление и сущность системного подхода. М., "Наука", 1973.

Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М. Роль глубинных разломов в формировании докембрийской эндогенной минерализации в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 3.

Головенок В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия. – Труды ВСЕГЕИ, 1964, т. 97.

Гептнер Т. М., Ескин А. С., Эз В. В. О роли магматизма в формировании докембрийских толщ. – В кн. "Материалы симпозиума "Специфика докембрийского магматизма". Л., 1972.
Егоров Ю. И. Система разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. – В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.
Замараев С. М. Структуры ограничения южной части Сибирской платформы в докембрии. – В сб. "Тектоника докембрия Восточной Сибири". М., "Наука", 1965.
Казанский В. И. Рудоносные разломы активизированных областей. – В сб. "Металлогения активизированных областей". Иркутск, 1973.
Косыгин Ю.А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 6.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ. – Геология и геофизика, 1961, № 10.
Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы Удокано-Становой зоны. М., "Наука", 1967.
Лобанов М. П. Явление динамометаморфизма и метасоматоза в Даванской зоне смятия. – В сб. "Материалы конференции молодых научных сотрудников". Иркутск, 1963.
Лобанов М. П., Педяш Г.М. О гидротермально-метаморфогенном рудообразовании в зонах смятия краевого шва юга Сибирской платформы в связи с диафторезом и процессами кислотного выщелачивания. – Геофизика и геология, 1974, № 4.
Лобач-Жученко С. Б. О регрессивном метаморфизме пород кварцито-гнейсовой свиты Мамской серии. – Труды ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7.
Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М., "Наука", 1964.
Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. – Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. II. М., "Недра", 1967.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.
Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири). – В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

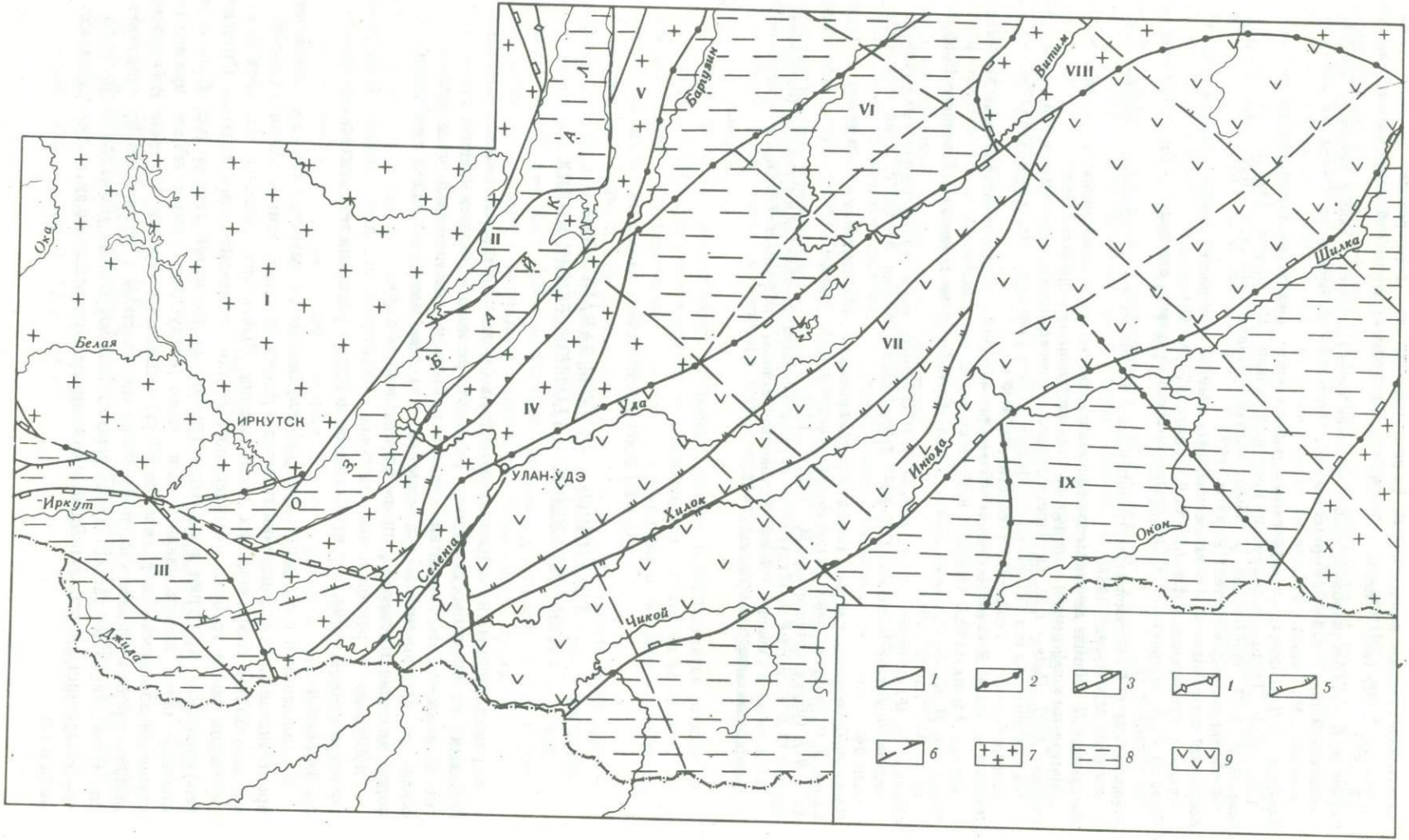
Ц.Ц. ЦЫРЕНДОРЖИЕВ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

В гравитационных и магнитных аномальных полях Забайкалья находят отражение большинство известных глубинных разломов региона и прослеживаются геологически не выраженные "скрытые" разломы. Выделяемые линейные зоны разломов в основном приурочены к границам раздела зональных аномалий геофизических полей, которые отвечают крупным блокам земной коры.

Глубинные и региональные разломы Забайкалья создают сложное блоковое строение земной коры, они играли важную роль в развитии тектонической структуры Забайкалья.

В выявлении и изучении "скрытых" глубинных разломов, а также в уточнении пространственного размещения известных разломов существенное значение приобретают результаты геофизических исследований. Выяснение природы разломов и их типизация также требуют комплексного геолого-геофизического подхода. Строгие геофизические критерии выделения глубинных разломов еще не разработаны и поэтому нами использовались для этого следующие самые общие признаки: сгущения изоаномал силы тяжести ("гравитационные ступени"), резкие изменения общего уровня физических полей, наличие участков с различным простиранием аномалий, линейные расположения цепочек положительных аномалий магнитного и гравитационного полей, линейные протяженные отрицательные аномалии магнитного поля и т.д.


Ока
Белая
ИРКУТСК
Иркут
Джида
УЛАН-УДЭ
Селенга
Чикой
Хилок
Ида
Баргузин
Витим
Шилка
Ингода
Онон
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
1
2
3
4
5
6
7
8
9

В региональном плане гравитационное поле Забайкалья (в редукции Буге) обусловлено главным образом изменением общей мощности земной коры. Следовательно, глубинные разломы в гравитационном поле должны отражаться в том случае, если земная кора в зоне разлома отличается от общей структуры коры региона. В Забайкалье установлено несколько зональных гравитационных аномалий, различающихся как интенсивностью, так и общей внутренней структурой. Глубинные разломы в большинстве случаев приурочены, как мы отмечали выше, к зонам сочленения зональных аномалий гравитационного поля. Магнитное поле Забайкалья также делится на несколько аномальных областей по целому ряду характеристик. При этом между зональными гравитационными и магнитными аномалиями наблюдается лишь самая общая связь, чаще всего поля "сдвинуты" относительно друг друга, вследствие чего границы зональных аномалий магнитного и гравитационного полей часто не совпадают.

Изучением глубинных разломов Забайкалья с использованием геофизических данных занимались многие исследователи – С.М. Замараев (1967), П. М. Хренов (1971), Л.А. Мастюлин (1966), П. А. Попов, Ю. И. Егоров (1971) и др. Наиболее детально с использованием геофизических материалов изучена Саяно-Байкальская зона разломов Ю. И. Егоровым (1971 и др.). Он установил сложное блоковое строение этой зоны и наличие систем оперяющих разломов различного простирания и класса. Им же разработана классификация разломных структур этой зоны. Глубинные разломы Восточного Забайкалья рассматриваются с учетом геофизических характеристик в работах Л. А. Мастюлина (1966), Г. И. Менакер, В. Д. Огородникова (1966) и др. Разломы Западного Забайкалья изучались П. А. Поповым, А. Л. Шпильковым, Ц. Ц. Цырендоржиевым (1963, 1969) и др. Недавно вышла монографическая работа П. М. Хренова (1971) по глубинным разломам юга Восточной Сибири. Однако многие вопросы характеристики и классификации глубинных разломов еще окончательно не решены.

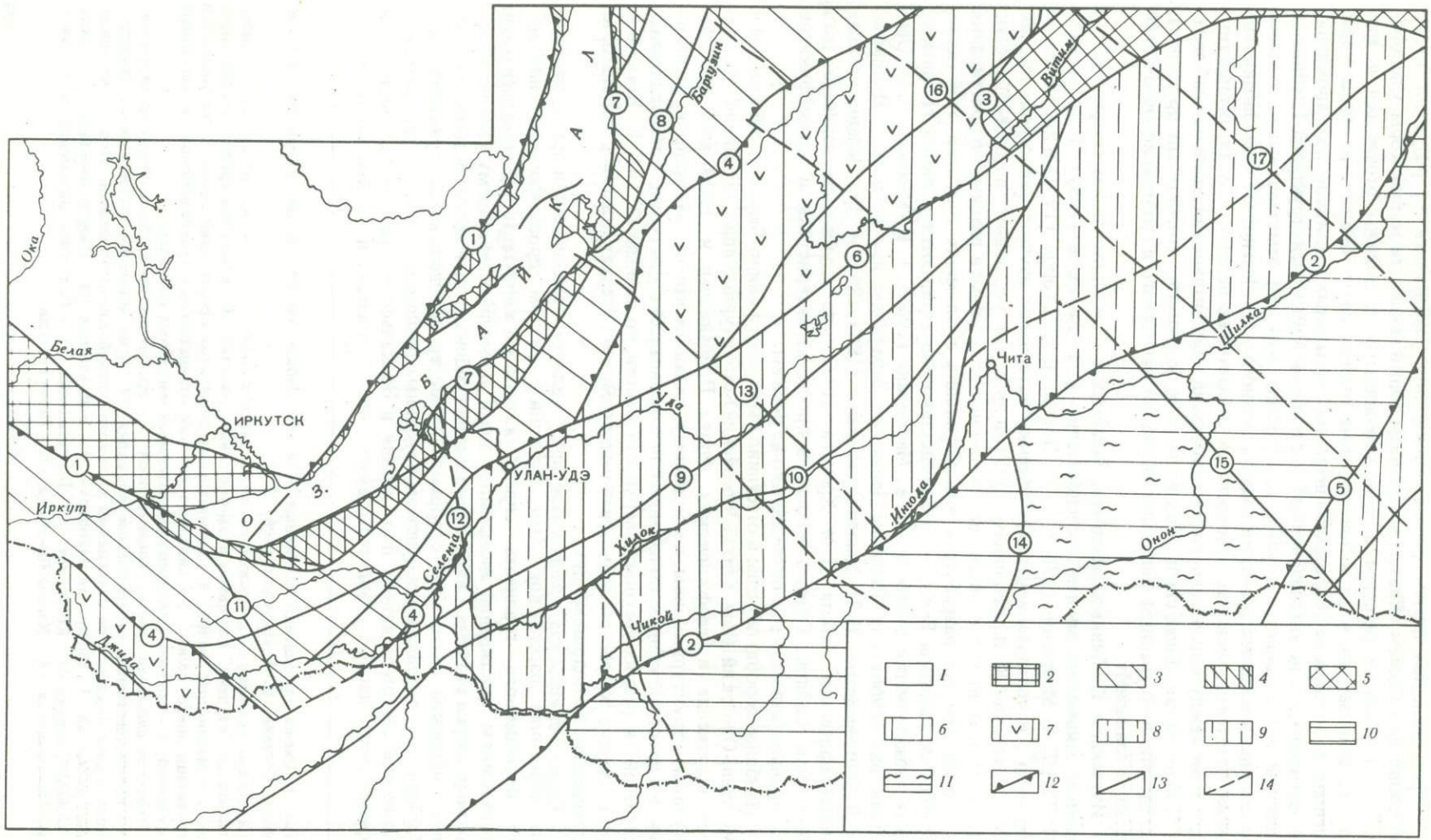
Наиболее хорошо изучены и отчетливо выделяются Саяно-Байкальский краевой и Монголо-Охотский (или Хэнтэй-Чикойский) структурные швы, находящие отчетливое выражение в геофизических полях Прибайкалья и Забайкалья (рис. 1). Курпные структурные швы, по-видимому, являются корово-мантийными разломами, их пространственное положение близко совпадает с участками "гравитационных ступеней" и резких уступов поверхности мантии, по данным ГСЗ (С. В. Крылов и др.). Другие же региональные разломы, возможно, следует отнести к коровым, не доходящим до подошвы коры.

Саяно-Байкальский краевой шов представляет широкую зону и прослеживается на огромном расстоянии. Этот глубинный разлом прослеживается по зоне повышенного градиента силы тяжести, по азимутальному несогласию или изменениям простираний аномальных зон и аномалий и по общему уровню поля с разных сторон разлома. Саяно-Байкальский глубинный шов является зоной сочленения Сибирской платформы с обрамляющими ее складчатыми сооружениями юга Сибири. Саяно-Байкальская система глубинных разломов состоит из двух ветвей – Саянской северо-западного простирания и Байкальской – северо-восточного. Геофизические данные свидетельствуют, что Саянская и Байкальская ветви

Рис. 1. Схема размещения глубинных разломов Забайкалья (по геолого-геофизическим данным). Составил Ц. Ц. Цырендоржиев

Глубинные разломы и их отражение в геофизических полях: 1 – глубинные разломы; *2* – гравитационные "ступени" (сгущение изоаномал силы тяжести); *3* – изменение уровня гравитационного и магнитного полей; *4* – азимутальные несогласия простираний аномалий магнитного и гравитационного полей; *5* – линейные цепочки отрицательных гравитационных и магнитных аномалий; *6* – линейные цепочки положительных магнитных аномалий.

Зональные аномалии гравитационного поля: 7 – преимущественно положительные аномалии; *8* – преимущественно отрицательные аномалии; *9* – зона аномалий средней интенсивности с отдельными локальными аномалиями высокого положительного значения. Зоны гравитационных аномалий: I – Сибирская платформа, II – Байкальская, III – Джида-Саянская, IV – Байкало-Желтуринская, V – Котерская, VI – Баргузинская, VII – Селенгино-Витимская, VIII – Витимо-Олекминская, IX – Хэнтэй-Чикойская, X – Приаргунская


Ока
Белая
ИРКУТСК
Иркут
Джида
Селенга
Баргузин
Витим
Чикой
Хилок
УЛАН-УДЭ
Уда
Чита
Шилка
Ингода
Онон
З. БАЙКАЛ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

этого глубинного разлома сходятся у южного выступа Иркутского амфитеатра почти под прямым углом и имеют торцовое сочленение. В целом зона Саяно-Байкальского краевого шва имеет сложное строение. Она характеризуется длительной историей развития, а также обладает высокой современной активностью в виде частых и сильных землетрясений, с очагами в зоне разлома. Во всех тектонических перестройках структур Восточной Сибири Саяно-Байкальская система глубинных разломов принимала активное участие.

Чикой-Ингодинский структурный шов (часть Монголо-Охотского глубинного разлома) уверенно трассируется по резкому изменению уровня аномальных гравитационных и магнитных полей и сгущению изоаномал силы тяжести ("гравитационная ступень"). Большинством исследователей этот структурный шов считается зоной сочленения складчатых структур раннекаледонского и герцинского тектогенеза. Он играл большую роль в становлении и развитии палеозойских и более поздних структур Малхано-Яблоновой и Хэнтэй-Чикойской складчатых областей. Чикой-Ингодинский структурный шов представляет широкую зону и имеет сложное строение. Он прослеживается на огромном расстоянии от Центральной Монголии, через все Южное Забайкалье до Охотского моря. В пределах Северной Монголии этот разлом также разделяет области с резко различным уровнем магнитных полей (В. И. Блюменцвайг).

Особенно трудным и дискуссионным является вопрос о взаимоотношении складчатых структур байкалид и каледонид в Западном Забайкалье. Граница раздела или переходная зона между байкалидами и каледонидами до сих пор окончательно не установлена, она проводится по-разному у различных исследователей. По данным геолого-геофизических исследований в качестве зоны сочленения байкалид и каледонид рассматривается *Джида-Витимский глубинный разлом*. Этот структурный шов представляет широкую и большой протяженности ослабленную зону, состоящую из многочисленных субпараллельных разрывов. Следует отметить, что Джида-Витимский глубинный разлом имеет извилистое сложное и прерывистое строение, поэтому он не по всей длине прослеживается отчетливо по геологическим и по геофизическим данным. По нашему мнению, эта зона разломов проходит от устья р. Джиды по южной окраине хр. Моностой и далее по северному борту Иволгино-Удинской впадины уходит к Икатскому хребру, а затем продолжается через среднее течение р. Витим на северо-восток к бассейну р. Олекмы. Джидинская ветвь Джида-Витимского разлома прослеживается по магнитному полю от северного ограничения Джидинского синклинория до р. Желтуры, где, по-видимому, сочленяется под прямым углом с Моностойским разломом. Некоторыми исследователями (Беличенко, Хренов, 1965; Арсентьев, 1966; и др.) Джида-Витимская зона разломов (рис. 2) интерпретирована не только как граница сочленения каледонид и байкалид, но и как переходная зона между эвгеосинклинальной и геоантиклинальной областями раннекаледонской геосинклинали.

Рис. 2. Схема тектонических элементов Забайкалья (по геолого-геофизическим данным). Составил Ц. Ц. Цирендоржиев

1 – Сибирская платформа (позднеархейская складчатая область); *2* – выступы раннеархейского основания (Шаражалгайский выступ); *3* – Саяно-Байкальская складчатая область; *4* – выходы позднеархейского и раннепротерозойского основания (Байкальская глыба); *5* – Становая складчатая область (выходы ранне- и позднеархейского основания, Амалатская и другие глыбы); *6* – Забайкальская раннекаледонская складчатая область; *7* – Джидинская и Удино-Витимская зоны преимущественного опускания; *8* – Западно-Забайкальская (Селенгино-Витимская) зона преимущественного поднятия; *9* – Приаргунская зона ранних каледонид; *10* – Монголо-Охотская (Чикой-Ингодинская) средне-, верхнепалеозойская складчатая область герцинид; *11* – Агинский срединный массив; *12* – глубинные разломы – структурные швы; *13* – региональные глубинные разломы; *14* – прочие поперечные скрытые разломы; *15* – зоны глубинных разломов (цифры на схеме): 1 – Саяно-Байкальский краевой шов, 2 – Монголо-Охотский структурный шов, 3 – Северо-Амалатская зона, 4 – Джида-Витимский структурный шов, 5 – Газимурский структурный шов, 6 – Селенгино-Амалатская зона, 7 – Восточно-Прибайкальская, 8 – Баргузинская, 9 – Тугнуй-Кондинская, 10 – Хилокская, 11 – Саяно-Джидинская, 12 – Хилок-Селенгинская, 13 – Ингода-Усть-Баргузинская, 14 – Онон-Туринская, 15 – Восточно-Агинская, 16 – Точерская, 17 – Шнека-Витимская

Начиная от г. Улан-Удэ на северо-восток до р. Витим прослеживается *зона Селенгино-Амалатского разлома,* отчетливо выраженная как в магнитном, так и в гравитационном полях; она пространственно совпадает с местоположением цепи кулисообразно расположенных мезозойских впадин (Иволгинская, Удинская, Еравнинская и др.). Эта зона по характеру проявления в физических полях и некоторым геологическим признакам (выходы основных интрузий) может быть отнесена к категории глубинных разломов.

Саяно-Джидинская зона глубинных разломов, выделенная впервые Н. А. Поповым (1965 г.) по широкой зоне гравитационной ступени, протягивается от среднего течения р. Джиды на северо-запад до Главного Саянского глубинного разлома. Эта зона разломов, по мнению Г. А. Мурзиной (1972), В. И. Драгунова (1973), является частью трансазиатского линеамента, протягивающегося от Северного Ледовитого океана до Зондского желоба в Индийском океане. В этом смысле эта зона может иметь очень большое структурное значение. Она, возможно, служит структурной границей, разделяющей крупные сегменты земной коры с различным стилем развития. Наличие этой зоны разломов ранее не было известно, разлом проходит по однородным метаморфическим толщам западного Хамар-Дабана.

Описываемая гравитационная ступень более рельефно вырисовывается по результатам среднемасштабной съемки и сохраняется на карте остаточных аномалий. Области, разделенные этой гравитационной ступенью, различаются не только по интенсивности аномалий, но и по структуре поля силы тяжести. Простирания изоаномал к востоку от ступени северо-западные и субмеридиональные, тогда как к западу – субширотные. Исходя из этого можно предположить, что разделенные этим разломом блоки земной коры различаются по составу и структуре слагающих пород.

П. А. Попов считает, что выделяемый разлом является западным ограничением обширного поля верхнеархейских пород, смятых в складки субмеридионального простирания, обнажающихся в центральном Хамар-Дабане (Налетов, 1961; Смолянский, Хренов, 1964; и др.). Повышение плотности пород к востоку от гравитационной ступени коррелируется с повышением степени метаморфизма (Шафеев, 1965), изограды которого имеют одинаковый рисунок с изоаномалами силы тяжести. Наблюдаемое сходство общих простираний изоград и изоаномал и резкое возрастание степени метаморфизма в пределах гравитационной ступени указывают на влияние глубинных тепловых процессов в земной коре региона, особенно в пределах глубинного разлома (они являются путями переноса тепловой энергии, продуктов магматических растворов и т.д.). Саяно-Джидинский глубинный разлом некоторое отражение имеет и в магнитном поле. Приуроченные к разлому палеозойские гранитоиды отмечаются интенсивными локальными аномалиями.

Результаты анализа материалов среднемасштабной гравитационной съемки позволили В. А. Бояркину, Д. Ж. Жалсабону и другим интерпретировать эту гравитационную ступень как широкую зону глубинных разломов сдвиговой природы с амплитудой смещения до 60–70 км.

Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что Саяно-Джидинская зона разломов представляет тектонический разлом глубинного и древнего заложения, активно развивающийся в течение многих эпох тектогенеза. Тектоническая природа и характер строения этой зоны разломов еще не ясны и требуется детальное ее изучение.

В пределах Забайкалья намечается целая серия субпараллельных разломов северо-западного простирания, большинство из которых являются скрытыми, подвергшимися позднейшим переработкам или залечиванию. Так, например, *Точерская зона разломов* прослеживается от р. Кэтеры на юго-восток и имеет продолжение в виде Балейско-Дарасунской зоны скрытых разломов в Восточном Забайкалье. Эта зона отмечается в гравитационном и магнитном полях. Точерская зона разломов впервые была выделена А. Н. Булгатовым (1966) в пределах Витимского плоскогорья по геологическим данным. П. М. Хренов (1971) отмечает развитие сдвиговых деформаций на ранних этапах развития Точерской зоны.

В пределах Селенгино-Витимской (Западно-Забайкальской) области наблюдаются несколько систем разломов северо-восточного простирания, вероятно, ограничи-

вающих структурно-фациальные зоны каледонид: *Хилокская, Тугнуй-Кондинская* и др. К ним приурочены цепочки верхнемезозойских впадин, поля развития эффузивов и выходы мезозойских гранитоидов. Тугнуй-Кондинская и Хилокская системы региональных разломов отчетливо фиксируются в гравитационных полях.

Кроме указанных, отчетливое отображение в гравитационном поле севера Бурятии (за пределами рассматриваемой территории) имеют *Муйская и Северо-Байкальская* зоны разломов и *Баргузинский сброс,* подробное описание которых приводится Л. И. Салопом (1967), Н. А. Флоренсовым (1960) и другими геологами. Все эти структуры характеризуются длительной активностью и большой глубиной заложения. Они разбивают земную кору на крупные блоки, соответствующие по местоположению зональным гравитационным аномалиям, связанным со структурами неоген-четвертичной активизации.

Выделяемые по гравиметрическим данным блоки земной коры часто обладают специфическими литологическими составом и структурой. Несмотря на большую сложность геологического строения площадей, охватываемых гравитационными аномалиями, чаще всего удается обнаружить их связь с древней докембрийской структурой.

Такие соотношения между древними и новейшими структурами указывают на определенную преемственность тектонического развития блоков, обусловленную, очевидно, существованием глубинных активных разломов.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Глубинные разломы Забайкалья в основном находят четкое отражение в гравитационных и магнитных аномальных полях. Они приурочены к границам крупных зональных аномалий, которые различаются распределением по площади, интенсивности, форме и простиранию локальных аномалий, средним уровнем полей. Зональные аномалии соответствуют крупным блокам земной коры, а ограничивающие их разломы определяли развитие этих блоковых структур.

2. В пределах Забайкалья наблюдаются два главных направления глубинных разломов – северо-восточное и северо-западное, меньшее значение имеют разломы других направлений. Установленные зоны "скрытых" глубинных разломов имеют в основном северо-западные ориентировки, поперечные к простиранию складчатых структур. Выделение скрытых поперечных разломов требует тщательного анализа геолого-геофизических материалов, ибо во многих случаях они слабо выражены в физических полях.

3. Глубинные разломы Забайкалья представляют собой широкие зоны огромной протяженности и полностью отвечают всем признакам глубинных разломов, сформулированных в работах А. В. Пейве (1960), В. В. Белоусова, В. Е. Хаина (1963), А. И. Суворова (1968) и других исследователей.

4. Для дальнейших исследований глубинных разломов Забайкалья необходимы: детальное изучение отдельных разломов комплексом геолого-геофизических методов, геологическая интерпретация геофизических материалов с целью изучения строения разломов на различных глубинных уровнях, определение различных параметров разломов и, главное, проведение оценок разломов как рудноконтролирующих структур, перспективных на выявление месторождений полезных ископаемых.

5. Необходимо провести комплексные исследования для разработки обобщенных геофизических критериев выделения разломов, их генетической классификации и типизации.

ЛИТЕРАТУРА

Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территорий Бурятской АССР. – В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 9. Улан-Удэ, 1966.

Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.

Булгатов А. Н. Точерская зона разломов на Витимском плоскогорье. – В сб. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья", вып. 1 (3). Чита, 1966.

Драгунов В. И., Маньковский В. К. Трансазиатский линеамент и его проявление в геологическом строении юга Сибири. – В кн. "Тектоника Забайкалья". Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

Егоров Ю. И. Системы разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. – В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.

Мастюлин Л. А. О роли поперечных нарушений северо-западного простирания в геологическом развитии Забайкалья. – Вестн. научн. информ. Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, 1966, № 5.

Мурзина Г. А. К проблеме классификации глубинных разломов по геолого-физическим признакам (на примере главнейших зон глубинных разломов Сибири и Дальнего Востока). – В кн. "Тектоника Сибири", т. V. М., "Наука", 1972.

Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Огородников В. Д. К вопросу о Нерзаводско-Сретенском глубинном разломе. – Вестн. научн. информ. Забайкал. отд. Геогр. об-ва СССР, 1966, № 5.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. – В сб. "Структура земной коры и деформации горных пород". М., Изд-во АН СССР, 1960.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., "Недра", 1967.

Смолянский Е. Н., Хренов П. М. Домезозойская тектоника Западного Забайкалья. – В кн. "Геология СССР", т. XXXV. Бурятская АССР, ч. 1. Геологическое описание. М., "Наука", 1964.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирований глубинных разломов. – Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 179.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Хаин В. Е. Глубинные разломы – основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). – Изв. вузов, Геология и разведка, 1963, № 3.

Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири). – В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

Цырендоржиев Ц. Ц. Элементы тектоники Прибайкалья по геофизическим данным. – Геология и геофизика, 1963, № 6.

Цырендоржиев Ц. Ц. Основные структурные элементы Западного Забайкалья в свете гравиметрических и магнитометрических данных. – В. сб. "Геология и металлогения Забайкалья". Материалы конференции, посвященной 10-летию БГУ. Улан-Удэ, 1969.

Шафеев А. А. Вопросы стратиграфии и метаморфизма докембрия юго-западного Забайкалья и центрального Хамар-Дабана. – Геология и геофизика, 1965, № 2.

Ю. И. ЕГОРОВ

РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ В СВЕТЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Байкало-Патомское нагорье охватывает северную часть Байкальской горной области. Своеобразие геологического строения этой территории до сих пор служит причиной дискуссий (Спижарский, 1964; Косыгин, 1964; Салоп, 1967; Федоровский, Лейтес, 1968; Клитин и др., 1970; и др.). В тектонике нагорья важнейшая роль принадлежит разрывным нарушениям. Интерес к последним, кроме того, обусловлен их значительной ролью в размещении эндогенной минерализации, которая установлена во многих местах (Ициксон, 1963; Томсон, 1964; Хренов, 1971; Егоров, 1971, 1972; и др.).

Выявление и прослеживание разрывных нарушений обычными геологическими методами сопряжено здесь со значительными трудностями. Поэтому большую помощь оказывают геофизические методы исследований.

Автором предпринята попытка выделения и изучения разрывных нарушений Байкало-Патомского нагорья на основе комплексного анализа материалов аэромагнитных, гравиметрических и аэрогеофизических съемок.

Интерпретационными признаками выделения разрывных нарушений, по геофизическим данным, служили: а) локальные линейные или полосовидные магнитные аномалии положительного и отрицательного знаков; б) зоны (цепочки) локальных линейных или изометричных магнитных аномалий положительного или отрицатель-

ного знаков; в) линейные зоны высоких градиентов магнитного поля; г) линейные зоны резкого изменения интенсивности магнитных аномалий вплоть до полного их затухания; д) линейные зоны нарушения корреляции аномалий и аномальных зон (поперечные смещения осей, смена их простираний и др.); е) линейные зоны резкого изменения ориентировок изолиний магнитного поля; ж) зоны высоких градиентов поля силы тяжести (гравитационные ступени); з) линейные зоны резкого изменения направлений изоаномал поля силы тяжести, смещений и пережимов аномалий и др.

Все эти признаки апробированы на большом фактическом материале юга Сибирской платформы и ее Саяно-Байкальского складчатого обрамления (Анисимов, Замараев, 1960; Савинский, 1964, 1972; Егоров, 1967, 1971, 1972; и др.). При этом широко использовались результаты наземной проверки аномалий и совместный анализ геофизических и геологических карт. Привлекались геологические данные: закартированные фрагменты тектонических нарушений, зональность проявления магматических пород и эндогенной минерализации, учитывалась специфика геологического строения сопряженных по предполагаемому разлому участков (анализ фаций и мощностей), наличие горизонтальных флексур и др.

В итоге автором составлена карта разрывных нарушений. На ней показаны также наиболее крупные тектонические элементы – поднятия (горсты) и прогибы (грабены). Эта нагрузка в определенной мере подчеркивает объективность показанных на карте разломов, с одной стороны, и их роль в формировании современной структуры нагорья – с другой. Краткая геолого-геофизическая характеристика выделенных и показанных на карте разломов приводится в таблице. При этом предпринята попытка их систематизации. По отношению к простиранию складчатых структур выделяются продольные, поперечные и диагональные разломы; по ориентировке к странам света – северо-восточные, северо-западные, субширотные и субмеридиональные; по глубинности – корово-мантийные и внутрикоровые; по масштабам и роли в истории геологического развития региона – краевые (структурные) швы, региональные (межблоковые) и внутриблоковые разломы.

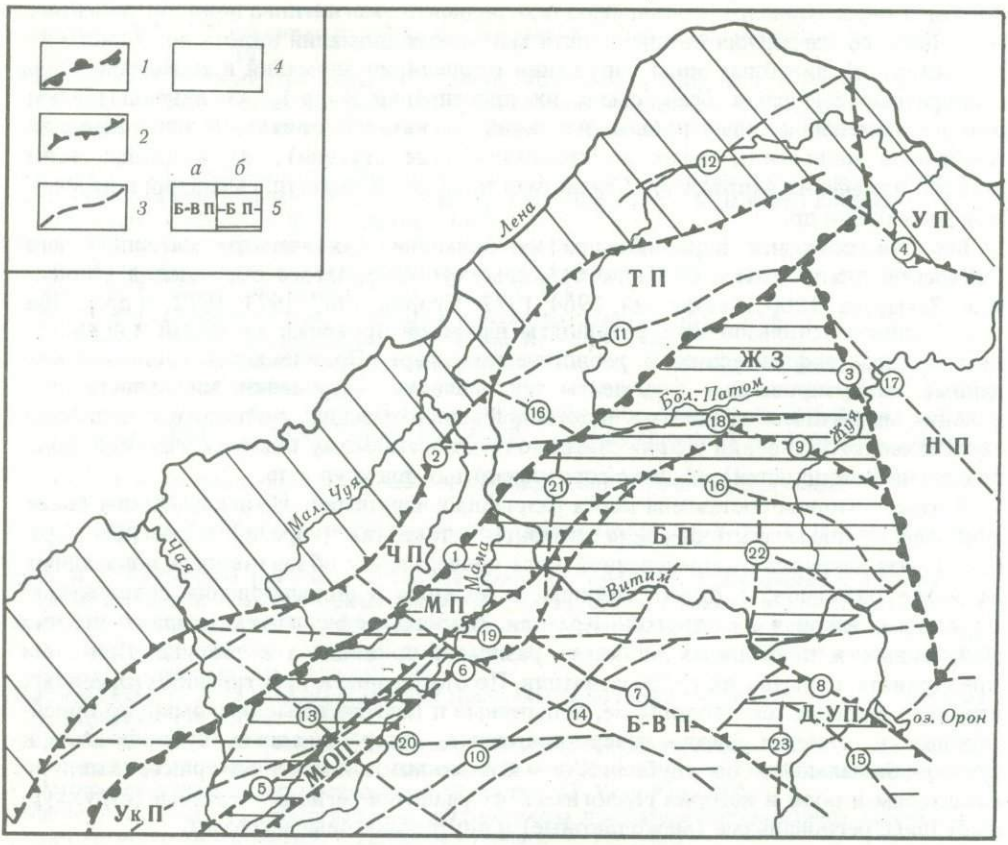
Продольные нарушения наиболее многочисленны. Они ориентированы в северо-восточном (в западной части нагорья) и в северо-западном (в восточной части нагорья) направлениях.

Анализ таблицы и карты показывает, что практически все сколько-нибудь крупные разрывные нарушения, известные по геологическим данным (Салоп, 1967; Хренов, 1971; и др.), уверенно выделяются в структуре магнитного и гравитационного полей. В их числе могут быть названы Чуйский, Абчадский, Мамский, Право-Мамаканский и др. При этом в ряде случаев плановое положение, размеры и роль этих разломов могут быть уточнены по геофизическим данным. В частности, установлено, что Чуйский разлом прослеживается до Уринского поднятия и является составной частью Главного Байкальского разлома (Байкальско-Чуйская зона). В северо-восточной части нагорья он скрыт под толщей верхнепротерозойских образований, но трассируется отчетливой гравитационной ступенью.

Геофизические материалы позволяют проследить Право-Мамаканский разлом от р. Мамакан до верховий р. Брызгуньи. На этом интервале он "просвечивает" через поля развития гранитоидов верхнего протерозоя, нижнего палеозоя и через образования делюнской свиты. В отношении Абчадского и Мамского разломов геофизические данные в общем подтверждают взгляды Л. И. Салопа (1967 и др.) с той лишь разницей, что в действительности оба разлома, не претерпевая дугообразного изгиба, простираются в северо-восточном направлении и сливаются воедино в районе Ангаро-Чумаркойского гранитоидного массива (см. карту).

На основе анализа геофизических и геологических данных наряду с известными ранее выделена группа новых продольных зон разрывных нарушений: Прибайкало-Патомская, Тонодская, Мамско-Витимская, Нечерская и целый ряд меньших по размерам нарушений в пределах Мамского, Мамско-Олокитского, Бодайбинского прогибов и Тонодского поднятия.

Устанавливается отчетливый магмоконтролирующий характер продольных разломов, что подчеркивается тесной связью с ними и строгой зональностью размещения



Схематизированная карта разрывных нарушений Байкало-Патомского нагорья. Составил Ю. И. Егоров, 1970–1973 гг.

Разрывные нарушения (зоны): *1* – краевой шов; *2* – структурный шов; *3* – региональный (межблоковый) разлом; *4* – Сибирская платформа, в том числе Украинское поднятие – УП; *5* – Байкальская складчатая область: *а* – поднятия (Чуйское – ЧП, Тонодское – ТП, Нечерское – НП, Укучиктинское – УкП, Байкало-Витимское – Б-ВП); *б* – прогибы (Мамский – МП, Мамско-Олокитский – М-ОП, Делюн-Уранский – Д-УП, Бодайбинский – БП, Жуинская зона – ЖЗ).

Зоны (цифры на карте): 1 – Байкало-Чуйская, 2 – Нечерская, 3 – Прибайкало-Патомская, 4 – Патомско-Жуинская, 5 – Абчадская, 6 – Мамская, 7 – Право-Мамаканская, 8 – Оронская, 9 – Патомско-Нечерская, 10 – Мамско-Витимская, 11 – Тонодская, 12 – Больше-Патомская, 13 – Чая-Джялаканская, 14 – Чуя-Киляно-Мамаканская, 15 – Таллон-Каролонская, 16 – Витимо-Жуинская, 17 – Восточно-Нечерская, 18 – Верхне-Патомская, 19 – Чая-Нечерская, 20 – Чечуй-Мамаканская, 21 – Витимо-Марская, 22 – Джегдокарская, 23 – Падорская

основных, ультраосновных, кислых и щелочных магматических пород (см. таблицу).

Наиболее крупными продольными разломами Байкало-Патомское нагорье делится на разновеликие блоки, которые увязываются с основными структурно-тектоническими элементами: Укучиктинским, Чуйским, Тонодским, Нечерским, Байкало-Витимским поднятиями, Мамским, Бодайбинским, Делюн-Уранским наложенными прогибами и т.д. (см. карту).

Другие нарушения этого типа усложняют внутреннее блоковое строение поднятий и фундамента прогибов. Отчетливо проявлено оно в Мамском и Бодайбинском прогибах, а также в Байкало-Витимском поднятии.

Поперечные и диагональные разрывные нарушения нередко относятся к скрытым и трудно диагностируются обычными геологическими методами, а поэтому они и недостаточно изучены. Выполненный анализ гравимагнитных материалов дает основание говорить о достаточно широком развитии этих нарушений в Байкало-Патомском нагорье. Отмечается тесная связь этой группы разрывов северо-восточной и

северо-западной ориентировки с продольными. Они нередко являются их непосредственным продолжением, однако в связи со сменой общего плана складчатых структур классифицируются в одной части региона как продольные, а в другой – как поперечные и диагональные. Фрагментарно поперечные и диагональные нарушения, в том числе субширотные, устанавливаются и по геологическим данным. При этом четче они проявлены на участках развития древних раннепротерозойских пород. В полях же развития более молодых (позднепротерозойских) образований эти разрывы устанавливаются лишь по косвенным признакам (тип складок, флексуры и др.). Последнее позволяет относить их к скрытым разрывам допозднепротерозойского фундамента, раздробленного на блоки. К числу наиболее крупных нарушений этого типа относятся известные ранее Падорская, Джегдакарская и другие зоны, а также выделенные впервые – Верхне-Патомская, Чая-Нечерская, Чечуй-Мамаканская, Чая-Джялаканская, Витимо-Марская зоны и северо-западные продолжения известных Киляно-Мамаканской, Право-Мамаканской, Витимо-Жуинской зон и др.

Связь с поперечными и диагональными нарушениями магматических пород проявлена отчетливо лишь на участках пересечения разрывов различной ориентировки. К таким структурным узлам нередко приурочены интрузии различного состава.

В совокупности продольные, диагональные и поперечные нарушения образуют закономерную решетку. Она устанавливается также для смежных территорий Сибирской платформы и ее складчатого обрамления и является составной частью общепланетарной системы разрывов регматического скалывания (Хренов, 1971; и др.).

Взаимоотношения между разрывами различной ориентировки в этой решетке не всегда четко проявлены в структуре физических полей, что затрудняет суждение об их относительном возрасте только по геофизическим данным. Имеющиеся материалы, например, свидетельствуют о смещениях субширотных нарушений вдоль плоскостей северо-восточных и северо-западных, а субмеридиональных – вдоль плоскостей северо-западных. Это как будто дает основание считать субширотные и субмеридиональные нарушения более древними. Однако имеют место и обратные взаимоотношения. По-видимому, в ряде случаев это обусловлено разновозрастной активизацией, а поэтому суждения об относительном возрасте нарушений далеко не всегда могуть быть надежными. Можно предполагать, что наиболее крупные разрывные нарушения были заложены еще в докембрии. Об этом, в частности, свидетельствует тесная связь их с границами основных структурно-формационных элементов Байкало-Патомского нагорья.

Яркой иллюстрацией в этом отношении может служить зона краевого шва, представляющая узкий линейный блок земной коры. Со стороны Сибирской платформы он ограничен Прибайкало-Патомским, а со стороны Байкальской складчатой области – Байкальско-Чуйским разломом. Будучи расположенным на стыке двух мегаструктур – платформы и складчатой области – этот блок играл, по нашему мнению, роль связующего звена (переходной зоны) между ними. В палеоструктурном плане переходная зона, судя по геофизическим данным, была заложена на фундаменте платформы. Особенности структурного положения зоны предопределили и стиль ее тектонического развития. Переходная зона насыщена продольными и поперечными разрывными нарушениями. Сильная раздробленность коры обусловила большую магматическую проницаемость зоны и образование единого шовного магматического пояса, сложенного породами различного состава и возраста.

По своей глубинности краевой шов с учетом данных ГСЗ на смежных с юга и юго-запада площадях может квалифицироваться как корово-мантийная зона (Крылов и др., 1970; Егоров, 1971; и др.). Региональные разломы, подчеркивающие границы основных структур Байкало-Патомского нагорья, могут квалифицироваться, судя по геофизическим данным и составу выполняющих их магматических пород, как внутрикоровые.

Интересным представляется вопрос о сочленении разрывных нарушений разной ориентировки. По Л. И. Салопу (1967 и др.), разломы северо-восточной ориентиров-

Таблица

Краткая геолого-геофизическая характеристика разрывных нарушений Байкало-Патомского нагорья

Названия разрывных нарушений (зон) и их номер на карте	Критерии: геофизические								геологи	
	а	б	в	г	д	е	ж	з	связь с известными тектоническими нарушениями	связь с магматизмом	связь с эндогенной минерализацией
Байкальско-Чуйская 1	+	+					+		Частично совпадает с известными Чуйским и Кутимским разломами, северо-восточная ветвь выделена по геофизическим данным	+	+
Нечерская 2	+	+					+		Выделена впервые по геофизическим данным, подтверждается фрагментами известных нарушений	+	+
Прибайкало-Патомская 3		+	+	+	+	+		+	Выделена по геофизическим данным, подтверждается Акитканским, Передовым взбросо-сдвигом, Алеканским разрывными нарушениями	+	+
Патомско-Жуинская 4	+	+					+		Выделена впервые по геофизическим данным	+	+
Абчадская 5	+	+					+		Известны ранее, но откорректированы по геофизическим данным	+	+
Мамская 6	+	+					+			+	+
Право-Мамаканская 7	+	+		+			+			+	+
Оронская		+					+		Выделены впервые по геофизическим данным, но на отдельных интервалах совпадают с фрагментами известных разрывных нарушений	+	+
Патомско-Нечерская 9	+	+						+		+	+
Мамско-Витимская 10		+					+			+	+
Тонодская 11	+	+								+	+
Больше-Патомская 12	+	+							Выделены по геофизическим данным, частично подтверждаются разрывными нарушениями, известными и ранее	+	
Чая-Джалаканская 13					+			+		+	+
Чуя-Киляно-Мамаканская 14		+					+			+	+
Таллон-Каролонская 15		+					+			+	+
Витимо-Жуинская 16	+	+					+			+	+
Восточно-Нечерская 17	+	+							Известна ранее, но откорректирована по геофизическим данным	+	+
Верхне-Патомская 18	+	+					+		Выделены по геолого-геофизическим даным , частично подтверждаются фрагментами известных разрывных нарушений	+	+
Чая-Нечерская 19	+				+			+		+	+
Чечуй-Мамаканская 20	+				+			+		+	+
Витимо-Марская 21					+		+			+	+
Джегдокарская 22				+			+			+	+
Падорская 23		+		+	+			+		+	+

Примечание. 1. Геофизические критерии (графы а-з) в развернутом виде даны в тексте статьи. 2. Поперечные и диагональные нарушения в таблице рассматриваются совместно.

Выделения: связь с границами структурных зон, блоков и т.д.	Классификация по: ориентировке	соотношению с простиранием складчатых структур нагорья	масштабу и значению в истории геологического развития	составу изверженных пород и глубинности	возрасту заложения
Контролируют границы переходной (шовной) зоны с платформой и со складчатой областью	Северо-восточные	Продольные	Краевые разломы переходной (шовной) зоны	Кислые, средние, основные, корово-мантийные	Архей-протерозойские
	Северо-западные				
Ограничивают блоки, соответствующие Укучиктинскому и Байкало-Витимскому поднятиям, Мамско-Олокитскому прогибу	Северо-восточные	Продольно-поперечные	Структурные швы	От кислых до основных и ультраосновных Коровые	Нижнепротерозойские
Разграничивает частные блоки Байкало-Витимского поднятия	Северо-западные		Межблоковые		
Соответствует северо-восточной границе Делюн-Уранского прогиба		Продольные	Структурные швы		
Разделяет Бодайбинскую и Жуинскую структурные зоны				-	Дорифейская
Разграничивает частные блоки Байкало-Витимского поднятия	Северо-восточные	Продольно-поперечная	Региональные (межблоковые)	Кислые, ультраосновные	Нижне-среднепротерозойские (?)
Отделяет Жуинскую зону от Тонодского поднятия		Продольная		Кислые	
Разграничивает частные блоки фундамента платформы		Поперечная зона фундамента платформы	Межблоковые	Основные	Палеозойская (?)
Разграничивают частные блоки Байкало-Витимского, Чуйского поднятий и Мамского внутреннего прогиба	Северо-западные	Продольно-поперечные		Кислые - ультраосновные Коровые	Нижнепротерозойские
		Продольная		Кислые, основные	
Контролирует границы блоков фундамента Бодайбинского синклинория		Продольно-поперечная		Кислые	Дорифейская
Разграничивает частные блоки Нечерского поднятия		Продольная			Нижнепротерозойские (?)
Контролируют границы разновеликих блоков в пределах основных структур Байкало-Патомского нагорья	Субширотные	Поперечные	Региональные	Кислые, основные Коровые	Нижне-Среднепротерозойские (?)
	Субмеридиональные			Кислые	

ки плавно (дугообразно) переходят в северо-западные. Геофизические данные свидетельствуют о контрастном азимутально-несогласном сочленении этих разломов. Кажущаяся же дугообразная форма их обусловлена сочленением относительно прямолинейных разрывов различных направлений – северо-восточного, субширотного и северо-западного.

В целом полученные данные по разрывной тектонике Байкало-Патомского нагорья позволяют уточнить историю геологического развития, особенности формирования современной складчато-блоковой структуры региона и выяснить характер сочленения его с Сибирской платформой. Эти данные будут способствовать также более обоснованному направлению поисковых работ, так как устанавливается отчетливая пространственная связь размещения эндогенной минерализации (золото, слюда, сульфидно-никелевое, редкометальное оруденение и др.) с разломами и особенно с узлами пересечения разрывов разной ориентировки.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов К. Н., Замараев С. М. К вопросу о роли разломов в структуре Иркутского амфитеатра. – Геология и геофизика, 1960, № 8.

Егоров Ю. И. О структуре Саяно-Байкальского складчатого обрамления Сибирской платформы по геофизическим данным. Тезисы доклада пятой сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967.

Егоров Ю. И. Системы разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья по геофизическим данным. – В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

Егоров Ю. И. Связь золотого оруденения с геофизическими аномалиями и некоторые закономерности его размещения в Байкало-Патомском нагорье в свете геофизических данных. Тезисы доклада к научно-технической конференции "Пути расширения сырьевой базы полезных ископаемых в Иркутской области и направление поисково-разведочных работ на ближайшие годы". Иркутск, 1972.

Иициксон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. – Геология рудных месторождений, 1963, т. 5, № 2.

Клитин К. А., Павлова Т. Г. и др. Байкалиды юго-востока Сибири. М., "Наука", 1970.

Косыгин Ю. А. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.

Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. – Геология и геофизика, 1970, № 1.

Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. М., "Недра",1964.

Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., "Недра", 1972.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., "Недра", 1967.

Спижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. – В кн. "Вопросы сравнительной геотектоники древних платформ". М., "Наука", 1964.

Томсон И. Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. – В сб. "Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах". М., "Недра", 1964.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. – Геотектоника, 1968, № 4.

Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири). – В кн. "Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение". М., "Наука", 1971.

П. Ч. ШОБОГОРОВ, А. С. ФИЛЬКО, В. В. ЛЕВИЦКИЙ

ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ БУРЯТСКОЙ АССР

Территория Бурятской АССР располагается в центральной части Саяно-Байкальского складчатого пояса, огибающего с юга Сибирскую платформу. Эта территория включает в себя большую часть Байкальской горной области, Восточный Саян и юго-западное Забайкалье.

Первым тектоническим сообщением по Бурятии явилась гипотеза "древнего темени Азии" (конец XIX в.), выдвинутая Э. Зюссом по материалам И. Д. Черского и впоследствии развитая В. А. Обручевым. В 20-30-х годах XX в. развивались другие представления, главными из которых были концепции каледонид – Л. де-Лонэ, А. А. Борисяка и А. Д. Архангельского, мезозоид – М. М. Тетяева и байкалид – Н. С. Шатского. Тектонике южного обрамления Сибирской плафторамы были посвящены в 50-60-х годах работы крупных исследователей Сибири Е. В. Павловского, Н. А. Флоренсова, М. М. Одинцова, Л. И. Салопа. Общим для этих работ было представление о полицикличном развитии региона. Отдельные проблемы тектоники в последнее десятилетие решались в трудах А. Л. Додина, С. М. Замараева, П. М. Хренова, Ю. В. Комарова, М. С. Нагибиной, В. Г. Беличенко, А. Д. Щеглова, К. А. Клитина, В. А. Дворкина-Самарского, С. А. Гурулева Ц. О. Очирова.

В 1969 г. Бурятским геологическим управлением завершено составление тектонической карты Бурятской АССР (автор В. П. Арсентьев, редактор Н. А. Флоренсов). Проведены значительные объемы аэрогеофизических, наземных геофизических, геохимических и тематических работ. По основным рудным районам составлены комплексные прогнозно-металлогенические карты.

Краткий обзор тектоники

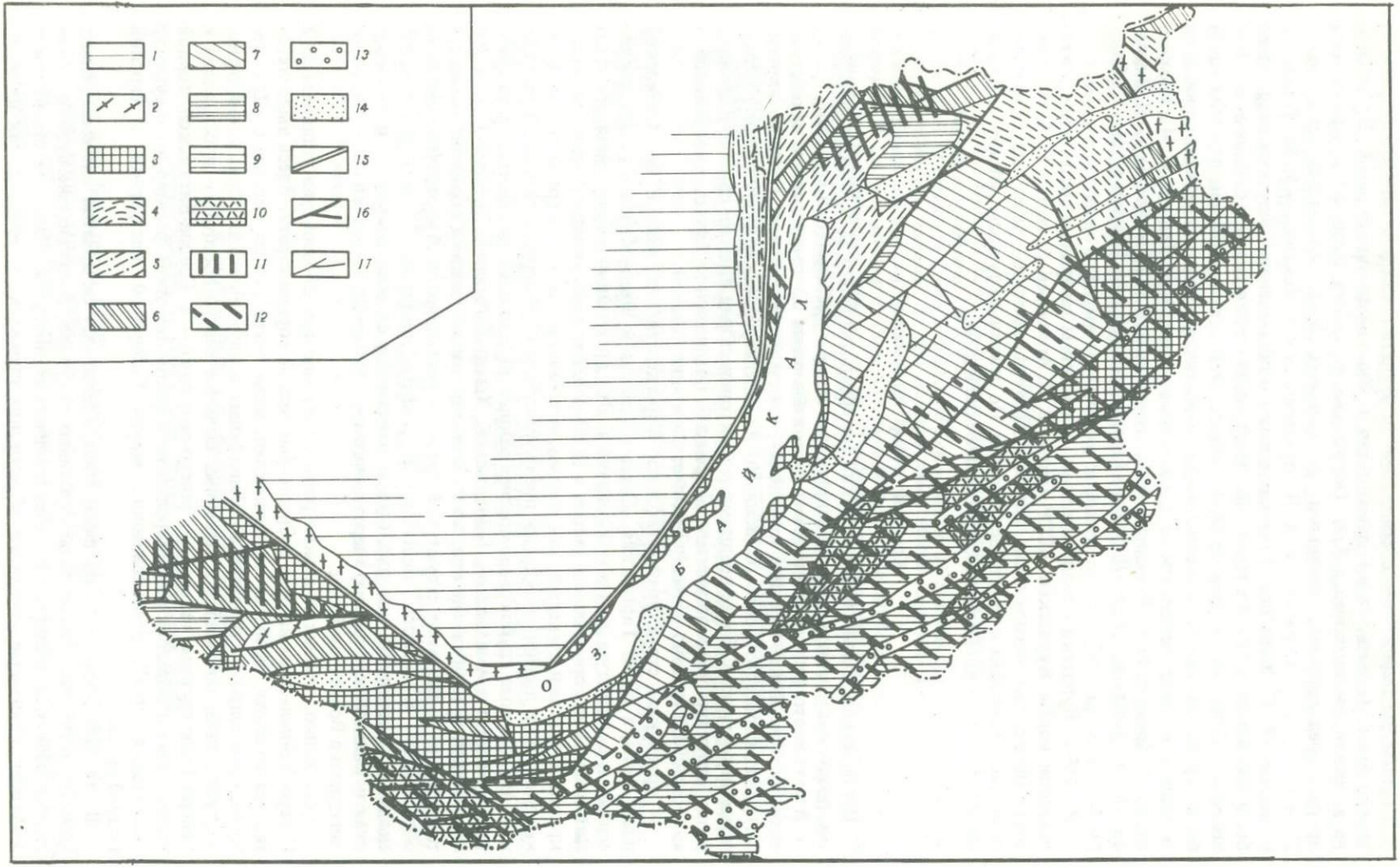
Накопленный большой фактический материал, особенно за последнее десятилетие, позволяет уточнить представления о тектонике и металлогении Бурятии.

В результате ряда геотектонических циклов здесь сформировались архейские, раннепротерозойские (ранние карелиды), среднепротерозойские (поздние карелиды), позднепротерозойские (байкалиды) и раннепалеозойские (каледониды) складчатые структуры. С более поздними геотектоническими этапами связано формирование структур и геологических формаций позднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации (схема).

К архейским структурам относятся Шарыжелгайский выступ юга Сибирской платформы, а также Гарганская, Северо-Муйская и Южно-Муйская глыбы, заключенные в складчатую систему обрамления. Эти древнейшие образования, абсолютный возраст которых определяется в 2200–2900 млн.лет, представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, метабазитами и гнейсо-гранитами, собранными в узкие линейные складки преимущественно субмеридионального простирания. Аналогичные глубокометаморфизованные образования архейского фундамента встречаются в Амалатской, Байкальской, Хамар-Дабанской, Онотско-Бельской и Шутхулайской глыбах, где они, по-видимому, слагают участки поднятия раннепротерозойских складчатых структур. В пределах указанных глыб нерасчлененные пока образования архейского основания и раннего протерозоя смяты в линейные складки, простирание которых плавно изменяется от северо-восточного (Амалатская и Байкальская глыбы), через широтное (Хамар-Дабанская глыба) до северо-западного в Восточном Саяне.

Собственно, геосинклинальные раннепротерозойские образования установлены в Северо-Байкальском нагорье и Средне-Витимской горной стране. Здесь выделяется так называемая Муйская эвгеосинклинальная зона ранних карелид. Для нее характерно широкое развитие вулканогенных и плутонических образований офиолитового типа, собранных в линейные складки северо-восточного простирания в Северо-Байкальском нагорье и северо-западного – в Средне-Витимской горной стране. Таким образом, раннекарельские образования здесь формируют структуру "входящего угла", расположенного между Сибирской платформой и Чарской глыбой архея.

В среднем протерозое на фоне общего поднятия складчатой системы ранних карелид возникают новые зоны глубинных разломов, послужившие путями интенсивных лавовых излияний и субвулканических интрузий. Наиболее полно такие эпигеосинклинальные орогенные образования проявлены в пределах так называе-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
О З.
Б А Й К А Л

мого Прибайкальского вулкано-плутонического пояса западной периферии складчатой системы, где они заполняют протяженные на несколько сотен километров межгорные прогибы. В составе слагающих пород преобладают эффузивы кислого состава с прослоями молассовых отложений и субвулканические интрузии гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, фельзитовых и кварцевых порфиров.

В позднепротерозойское или байкальское время в связи с дифференцированными движениями происходит интенсивное дробление ранее консолидированного фундамента на обширной территории и заложение вдоль зон глубинных разломов внутригеоантиклинальных и геосинклинальных прогибов. При этом прогибы как внешнего пояса байкалид, так и внутреннего развивались идентично. Для данного геотектонического цикла характерны большая мощность отложений, интенсивные излияния базальтоидной магмы, сопровождавшиеся становлением комагматичных интрузий, и закономерная общая стратиграфическая последовательность пород. Наиболее общий стратиграфический разрез выглядит в следующем виде (снизу вверх); 1) толща базальных грубообломочных терригенных пород; 2) толща вулканогенно-осадочных пород с редкими прослоями карбонатных пород; 3) толща карбонатных пород с прослоями песчаников и сланцев, иногда туфов; 4) толща вулканогенно-осадочных пород (известная лишь в Северо-Байкальском нагорье сыннырская свита).

Тектонические движения конца позднего протерозоя привели к формированию складчатых структур, внедрению гранитоидных батолитов на месте геосинклинальных прогибов и к общему воздыманию территории. Ориентировка складчатых структур байкалид в общем подчинена внешним контурам прогибов, проходящих по глубинным (шовным) разломам.

Для структур раннепалеозойского (каледонского) геотектонического цикла характерна их четкая приуроченность к двум поясам – внешнему и внутреннему.

Во внешнем поясе выделяются структуры Саяно-Хамардабанской и Ангаро-Муйской геоантиклинальных зон, для которых характерны сравнительно узкие преимущественно грабен-синклинальные структуры, заложенные на складчатом докембрийском фундаменте и выполненные вендскими и кембрийскими терригенными и карбонатными образованиями.

В пределах внутреннего пояса выделяются Джидинская и Удино-Витимская внутренние геосинклинальные зоны ранних каледонид. Эти зоны представляют собой глубокие прогибы, заложенные на складчатом докембрийском фундаменте и контролируемые глубинными разломами. В разрезе слагающих осадков значительное место занимают эффузивы и туфы первично-базальтоидной магмы, а также терригенные и карбонатные породы вендского и кембрийского возраста. Для каледонских структур характерны линейные, реже мульдообразные складки, вытянутые вдоль зон глубинных разломов, оконтуривающих прогибы. Каледонской складчатостью полностью завершается формирование геосинклинальных складчатых структур на территории Бурятии. Для ее завершающей стадии характерно почти повсеместное внедрение гранитоидных интрузий.

Схема тектонического районирования территории Бурятской АССР. Составил П. Ч. Шобогоров

1 – Сибирская платформа; *2* – выступы архейского кристаллического фундамента. Внешний пояс байкалид: *3,4* – выступы раннекарельских складчатых структур: *3* – архейские и раннепротерозойские нерасчлененные образования, *4* – раннепротерозойские образования; *5* – позднекарельские структуры эпигеосинклинальных орогенных образований (Прибайкальский вулкано-плутонический комплекс среднего протерозоя); *6* – байкальские складчатые структуры внутригеоантиклинальных прогибов. Внутренний пояс байкалид: *7* – байкальские геосинклинальные складчатые структуры. Каледониды: *8* – раннепалеозойские структуры внутригеоантиклинальных прогибов. Внутренний пояс каледонид: *9* – выступы карелид и байкалид; *10* – геосинклинальные складчатые структуры. Зоны внегеосинклинальной активизации континентальной коры; *11* – позднепалеозойские Средне-Окинская и Сыннырская вулкано-плутонические зоны; *12* – мезозойский Западно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс; *13* – формации впадин западнозабайкальского типа; *14* – кайнозойские формации впадин Байкальской рифтовой системы. *15* – разломы краевого шва платформы; *16* – глубинные разломы; *17* – тектонические нарушения

Послекаледонские тектоно-магматические процессы проявились как активизация области завершенной складчатости. Наиболее интенсивные процессы активизации происходили в позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский периоды.

Выделяются Средне-Окинская и Сыннырская позднепалеозойские активизированные зоны, для которых характерны вулкано-плутонические образования салического типа.

В мезозое вся юго-восточная половина территории Бурятии была вовлечена в своеобразные тектоно-магматические процессы, характеризующиеся формированием линейных прогибов и сводов, накоплением во впадинах наземных терригенно-вулканогенных и молассоидных формаций, складчатостью, разрывами и интенсивной интрузивной деятельностью.

Кайнозойская активизация привела к формированию структур Байкальской рифтовой системы.

Из приведенной характеристики общих черт тектоники видно, что территория Бурятии развивалась полициклично и направленно от типично геосинклинального (протогеосинклинального) до платформенного цикла. Каждый геотектонический цикл начинался дроблением ранее консолидированного складчатого основания и прогибанием земной коры вдоль глубинных разломов. Прогибание, как правило, сопровождалось интенсивным осадконакоплением, излиянием базальтоидной магмы и, как увидим далее, рудоотложением.

Основные черты металлогении

Полицикличность развития региона и многократные этапы тектоно-магматической активизации определили образование и размещение месторождений полезных ископаемых. На территории Бурятской АССР в соответствии с основными геотектоническими циклами проявлены рудные образования архейской, раннепротерозойской, среднепротерозойской, позднепротерозойской, раннепалеозойской, верхнепалеозойской, мезозойской и кайнозойской металлогенических эпох. Однако значение их далеко не одинаково.

С архейской металлогенической эпохой связано образование месторождений апатита (Обрубское, Слюдянское), железа, флогопита, декоративных мраморов, слюдоносных пегматитов (Хамар-Дабанская зона, Северо-Муйская глыба). С ранними карелидами, представляющими собой типичные геосинклинальные складчатые образования, связана лишь рассеянная минерализация графита, апатита, сфена, циркона и небольшие золотоносные колчеданные полиметаллические залежи. В гипербазитовых интрузиях, трассирующих глубинные разломы, в Муйском районе известно месторождение хризотил-асбеста, а в Северо-Байкальском нагорье – проявления хризотил-асбеста и талька.

Формирование поздних карелид на границе платформы и складчатой области сопровождалось массовыми излияниями эффузивов и становлением субвулканических интрузий, сопровождавшихся гидротермальной минерализацией свинца, цинка и редких металлов, как правило, не образующих промышленных скоплений.

Наиболее интересными и важными являются байкальская и каледонская металлогенические эпохи, когда происходило образование сингенетичных рудных формаций черных и цветных металлов, связанных с развитием своеобразных структур типа "геосинклинальных (вулканогенных) рвов" (по В. И. Смирнову) или "глубинных подвижных зон" (по Г. Н. Щербе).

В байкальскую эпоху сформировались сингенетичные колчеданно-полиметаллические, железорудные и марганцевые месторождения, несущие иногда рассеянную минерализацию золота. Большинство месторождений приурочено к осадочно-вулканогенной формации пород. В Байкальской ветви Байкало-Муйской складчатой дуги внешнего пояса байкалид с этой формацией связано стратиформное колчеданно-полиметаллическое месторождение, ряд колчеданно-полиметаллических и медно-колчеданных рудопроявлений в пределах Северо-Байкальской провинции, месторождения железистых кварцитов и проявления марганца. С комагматичными

базит-гипербазитовыми интрузивами (довыренский комплекс) связаны сульфидные медно-никелевые, а также ильменит-магнетитовые месторождения.

Идентичность геологического развития подвижных зон внутреннего пояса байкалид с зонами внешнего пояса обусловила формирование сходных геологических и рудных формаций.

Так, в Намаминской зоне внутреннего дугообразного пояса байкалид в вулканогенно-осадочной серии пород обнаружены проявления железорудной, колчеданной, полиметаллической и кремнисто-марганцевой рудных формаций. С зонами сульфидизации, аналогично внешнему поясу, связана рассеянная минерализация золота, являющаяся, по-видимому, основным коренным источником золотоносных россыпей.

В Чина-Витимской зоне внутреннего пояса байкалид известны месторождения и проявления марганцевых, марганцево-гематитовых, гематитовых и колчеданно-полиметаллических руд с баритом, пиритом и халькопиритом. Обращает на себя внимание приуроченность рудных формаций к единой серии осадочных пород и характерная парагенетическая ассоциация первично-вулканогенных рудных формаций. По-видимому, одним из коренных источников месторождений россыпного золота Баунтовского района, так же как и Северо-Байкальского, являются сульфидизированные зоны, связанные с позднепротерозойскими осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями.

Кроме того, с образованиями внутреннего пояса байкалид связаны месторождения химически чистых кварцевых песчаников (Черемшанское), фосфоритов (Морской хребет), графита (Улурское), известняков и доломитов. С постскладчатым баргузинским гранитным комплексом связаны проявления молибдена, полиметаллов и редких металлов. К образованиям данного периода, по-видимому, относятся интрузии апатитоносных диоритов (Ошурковское месторождение). С каледонской металлогенической эпохой связано образование месторождений Курбино-Еравнинской колчеданно-полиметаллической и железорудной провинции, Восточно-Саянского фосфорито- и бокситоносного бассейна, рудного золота в Восточном Саяне и Муйском районе, а также ряда асбест-нефрит-хромитоносных зон.

Металлогения вендско-кембрийских формаций внешнего и внутреннего поясов различна. Так, в Удино-Витимском внутригеосинклинальном блоковом прогибе, где доминируют вулканогенные и резко подчинены карбонатные формации, развиты стратиформные и контактово-метасоматические колчеданно-полиметаллические, железорудные (Курбинская и Еравнинская группы), медно-баритовые, железо-марганцевые и, возможно, золоторудные месторождения. Последние приурочены к горизонтам кислых пиритизированных эффузивов. В Джидинском внутригеосинклинальном прогибе среди нижнекембрийских осадочно-вулканогенных формаций развиты рудопроявления полиметаллов и золота. Регион перспективен на обнаружение полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений. Таким образом, для внутригеосинклинальных структурно-формационных элементов каледонид характерен парагенезис, аналогичный байкальскому: полиметаллы, железо, медь, марганец, золото.

С ранними этапами каледонид Джилинского и Восточно-Саянского рудных районов связано образование асбест-нефрит-хромитоносных гипербазитовых поясов. Однако наиболее крупные месторождения асбеста (Ильчирское и др.) приурочены к гипербазитовым поясам, локализованным в фундаменте каледонид.

Раннекаледонская эпоха явилась весьма продуктивной и для золотого оруденения. Как и для всего складчатого обрамления Сибирской платформы и особенно для Алтае-Саянской области, на территории Бурятии золотое оруденение связано с нижнекембрийской плагиогранитной формацией (таннуольский, ольховский, холбинский рудоносные комплексы). Своеобразна металлогения вендско-кембрийских прогибов в Восточном Саяне. Наиболее детально изученной является карбонатная боксонская серия, с которой связаны месторождения фосфоритов и бокситов Восточно-Саянского района, представляющего северную часть крупного Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. С этой же формацией связаны проявления железа и марганца.

Заканчивая обзор металлогении байкальской и каледонской эпох, следует отметить унаследованный характер многих петрографических и рудных формаций. Общим для обеих эпох явилось формирование рудных провинций, включающих месторождения черных и цветных металлов и в первую очередь железа, марганца, полиметаллов, связанных с осадочно-вулканогенными формациями, асбест-нефрит-хромитоносных поясов гипербазитовой формации и золоторудных месторождений, парагенетически связанных с плагиогранитной формацией. У каледонской металлогении имеются специфические черты, выразившиеся в образовании боросных, бокситоносных формаций и отсутствии сульфидно-никелевых месторождений.

По-новому проявилась металлогения позднепалеозойских и мезозойских эпох, когда территория Саяно-Байкальского складчатого пояса представляла гетерогенное консолидированное сооружение и реагировала на новые тектонические напряжения преимущественно образованием разрывных нарушений.

С позднепалеозойской металлогенетической эпохой в Восточном Саяне связано образование вулкано-плутонического пояса, в пределах которого располагается ряд зон редкометального оруденения (Средне-Окинская, Ботогол-Онотская и др.). В Северо-Байкальском районе в Сыннырской структурно-металлогенической зоне происходило формирование щелочных интрузий, несущих апатит-нефелин-редкометальное оруденение.

Наиболее важной, особенно в отношении редкометального оруденения, явилась мезозойская металлогеническая эпоха, рудно-магматические процессы которой охватили протяженную Западно-Забайкальскую металлогеническую область, пространственно совпадающую с одноименным вулкано-плутоническим поясом. Наиболее характерные ведущие металлы данной эпохи представлены молибденом, вольфрамом и в меньшей мере золотом, оловом. С раннемезозойскими формациями трещинных гранитных интрузий связано образование штокверковых и жильных месторождений молибдена, вольфрама (Джидинское рудное поле) и рудопроявлений золота. Позднемезозойская трахиандезитовая формация несет золото-халцедон-кварцевую минерализацию балейского типа. Широкое развитие в пределах Западно-Забайкальского пояса получило образование кварц-флюоритовых месторождений, причем наиболее интенсивно рудные поля с промышленными концентрациями флюорита развиты в домезозойском фундаменте вблизи мезозойских вулкано-плутонических структур.

В пределах Западно-Забайкальской области располагается серия месторождений бурого и каменного угля, приуроченных к терригенной гусиноозерской угленосной формации, и ряд месторождений перлитов, связанных с липаритовой формацией.

Кайнозойская металлогеническая эпоха наиболее отчетливо проявлена в образовании многочисленных золотоносных россыпей рудных районов республики. Во впадинах Байкальского рифта в неогене сформировались буроугольные месторождения (Ахаликское).

Заканчивая краткий обзор металлогении Бурятской АССР, следует указать на следующие важные, с нашей точки зрения, моменты.

1. В Бурятии большой практический интерес для открытия новых стратиформных колчеданно-полиметаллических, медноколчеданных, железорудных и марганцеворудных месторождений представляют структуры типа глубинных подвижных зон, широко проявившиеся в байкальский и каледонский геотектонические циклы. С вулканогенно-осадочными формациями этих зон, кроме того, могут быть связаны сингенетичные или переотложенные золоторудные месторождения.

2. Несмотря на большой объем поисковых работ в Бурятии, все еще остается слабо изученной металлогения мезозойской и позднепалеозойской активизации, с которыми связаны месторождения редких металлов и золоторудные месторождения балейского типа. Не выяснена металлогения раннепротерозойских осадочно-вулканогенных формаций, имеющих широкое распространение.

3. Выделение указанных структур и выяснение характера их металлогении, несомненно, будут способствовать выбору правильных направлений и повышению эффективности поисковых работ на территории Бурятии.

Е. Е. БАТУРИНА

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ – ГЛАВНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ

Западно-Забайкальская редкометальная провинция, являющаяся краевым фрагментом Тихоокеанского планетарного металлогенического пояса, охватывает геологически весьма неоднородные южную и юго-восточную части Бурятии, интенсивно насыщенные проявлениями молибдена, вольфрама, иногда олова и других редких металлов. Эта территория характеризуется полицикличным формированием редкометальной минерализации – в раннекаледонскую, средне-позднепалеозойскую и мезозойскую металлогенические эпохи. Решающее значение в формировании редкометальной провинции имели процессы мезозойской тектоно-магматической активизации. Они обусловили определенные изменения в фундаменте активизированной зоны, который представлен структурно-формационными комплексами байкалид и ранних каледонид.

Современной концепции о закономерностях размещения редкометальных месторождений в геологической структуре Западного Забайкалья предшествовал длительный период различных видов исследований. Структурно-формационный и металлогенический анализы позволили выявить особую роль глубинных разломов в геологическом развитии региона и в размещении оруденения на его территории. Глубинными разломами (интрарегиональными, региональными и оперяющими их локальными) контролируются все типы металлогенической зональности.

Региональная зональность эндогенного оруденения Западно-Забайкальской редкометальной провинции проявилась в образовании двух редкометальных поясов, совпадающих с одноименными северо-восточными структурными швами: олово-вольфрам-молибден-редкометального Туркино-Бамбуйского (во внешней зоне) и флюорит-редкометально-молибден-вольфрамового Витимо-Джидинского во внутренней зоне области активизации, соответствующей Западно-Забайкальскому вулкано-плутоническому поясу (Щеглов, 1966; Кузьмин, 1966; Кузьмин, Батурин, 1971; и др.). Туркино-Бамбуйский и Витимо-Джилинский структурные швы обладают всеми особенностями, присущими разломам глубинного заложения. Они характеризуются длительностью геологического развития, многократностью проявления движений, возникновением приразломных прогибов, протяженных линейных участков дробления и рассланцевания, многочисленными структурными аномалиями в складчатых толщах, развитием интенсивнейшего разновозрастного магматизма, существенными изменениями физических полей – магнитного и гравитационного (Арсентьев, 1965; Кузьмин, 1966; Арсентьев, Хренов, 1966).

Туркино-Бамбуйский структурный шов представлен системой сближенных продольных глубинных разломов, которые относятся к сквозным, в понимании А. В. Пейве (1956), глубинным структурам и имеют вид широких (5–7 км), ослабленных зон, представленных серией относительно прямолинейных, кулисообразно сопряженных, очень редко пересекающихся локальных разломов типа сброса, взброса, реже надвига. Этот структурный шов относится к коровым глубинным структурам (по В. Е. Хаину), что подчеркивается преимущественно кислым составом связанных с ним магматических образований (Кузьмин, 1966). Контролируемый им Туркино-Бамбуйский рудный пояс протягивается в северо-восточном направлении от устья р. Селенги до низовьев р. Бамбуйки. Его сложная структурно-металлогеническая характеристика связана со своеобразным положением на границе различных структурно-формационных элементов нижнего палеозоя и мезозоя, что отмечалось И. Я. Кузьминым, В. П. Арсентьевым и другими исследователями. Формирование разнообразной по генетическим особенностям и минеральному составу редкометальной минерализации обусловлено развитием долгоживущего шва, разделявшего Удино-Витимскую геосинклинальную и Баргузино-Муйскую краевую

геоантиклинальную зоны ранних каледонид, а позднее – пояс глыбовых поднятий и Западно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс мезозойской активизации.

Витимо-Джидинский рудный пояс располагается в южной части Бурятии. С северо-запада он ограничен Туркино-Бамбуйским, с юго-востока – Чикой-Ингодинским структурными швами. Этот блок слагается главным образом осадочно-вулканогенными и интрузивными формациями нижнего палеозоя и мезозоя. Основными элементами нижнепалеозойской структуры являются Джидинский и Удино-Витимский синклинории. Они разделены антиклинорием, сложенным гранитоидами нижнепротерозойской батолитовой формации и в меньшей мере докембрийскими метаморфическими и гранитоидными формациями. Структурный комплекс мезозоя представлен многочисленными массивами гранитоидов и щелочных пород, наземными эффузивными и угленосно-молассовыми формациями, залегающими во впадинах. Исключительно большая роль в структуре рудного пояса принадлежит разрывным нарушениям, особенно долгоживущим. Мезозойские разрывные нарушения, часто наследующие древние структурные линии, представлены продольными и поперечными сбросами, взбросами и надвигами, описанными в работах П. И. Налетова, Н.А. Флоренсова, В. Н. Даниловича, Ц. О. Очирова, Н. П. Михно, В. А. Новикова, Д. Д. Сагалуева, В. И. Сизых и др.

Наряду с указанными типами разломов немаловажная роль в структуре рудного пояса принадлежит сдвигам. Молодые сдвиги осложняют структуру впадин, а древние (Дархинтуйский сдвиг и другие) контролируют оруденение. На сдвиговые горизонтальные движения по рудоконтролирующим разломам Туркино-Бамбуйского пояса (Талой-Усойскому, Талойскому и др.) указывает И. Я. Кузьмин. Продольные разломы, протягивающиеся на десятки и сотни километров, контролируют линейные системы впадин. Для поперечных разломов весьма характерен тип скрытого разлома. К поперечным и продольным разломам приурочены мезозойские интрузии и связанные с ними месторождения редких металлов и сопутствующих полезных ископаемых (Афанасьев, 1954; Налетов, 1956; Смолянский, 1958; Беличенко и др., 1962; Щеглов, 1966; Батурина, 1967; и др.).

На фоне общей зональности редкометальной минерализации Западного Забайкалья в рудных поясах существует поперечная к их простиранию зональность, обусловившая локализацию рудных районов: Чина-Амалатского, Джидинского, Селенгинского, Кижингино-Кудунского, Курбино-Еравнинского и Средне-Витимского (схема). Эти районы четко разделены зонами крупных глубинных разломов, главным образом северо-западной и близкомеридиональной ориентировки: Джидинский и Селенгинский рудные районы – Торейским скрытым разломом, Селенгинский и Курбино-Еравнинский – Харалга-Хилокским.

Восточная граница Курбино-Еравнинского рудного района – Центрально-Забайкалькая зона глубинных разломов.

На крайнем востоке Бурятии между субмеридиональными Келяно-Ирокиндинским и Каралон-Талоинским разломами заключен блок, контролирующий Средне-Витимский рудный район. Блоки рудных районов отличаются специфичными чертами геологического строения и рудными комплексами. Структурно-формационный и металлогенический облик их в значительной мере определяется глубиной заложения магмогенерирующих и рудоконтролирующих разломов. В этом аспекте различия рудных районов Туркино-Бамбуйского и Витимо-Джидинского поясов довольно значительны. Для последнего характерны "фемические" типы магм на всех стадиях формирования, что свидетельствует, по-видимому, о более глубинном заложении разломов, в то время как развитие Туркино-Бамбуйского шва с момента зарождения в раннем докембрии проходило, как справедливо отмечает И. Я. Кузьмин, в направлении уменьшения глубины проникновения отдельных разломов в толще земной коры, что подчеркивается исключительным значением кислых магм на поздних этапах развития магмопроводящих разломов.

В зависимости от глубины проникновения разломов определились источники рудного вещества – коровые области – для Туркино-Бамбуйского пояса, подкоровые и коровые – для Витимо-Джидинского. По-видимому, это обстоятельство – одна из причин различия в металлогенической специализации рассматриваемых рудных

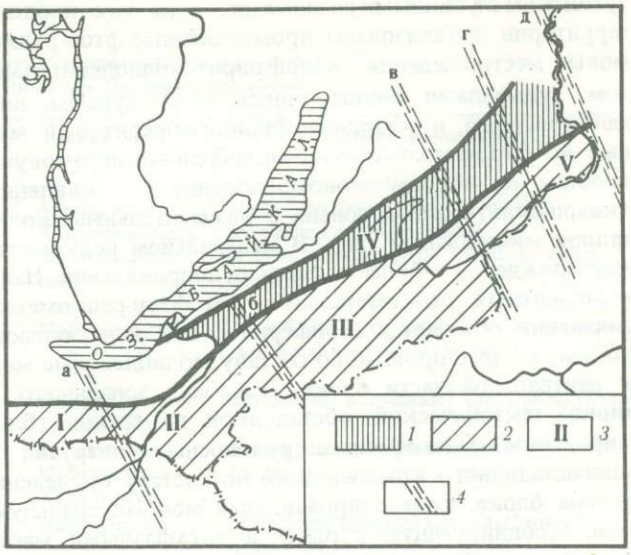


Схема металлогенического районирования Западно-Забайкальской редкометальной провинции и главных разломов, контролирующих рудные районы

1, 2 – рудные пояса – Туркино-Бамбуйский и Витимо-Джидинский; *3* – отдельные рудные районы: I – Джидинский, II – Селенгинский, III – Курбино-Еравнинский, IV – Чина-Амалатский, V – Средне-Витимский; *4* – зоны поперечных глубинных разломов, разграничивающие рудные районы: а – Торейская, б – Харанга-Хилокская, в – Центрально-Забайкальская, г – Келяно-Ирокиндинская, д – Каралон-Талоинская

поясов. Одним из этих отличий является весьма значительная роль фтора в минерагении Витимо-Джидинского пояса, в котором широко распространены флюоритовые и фтор-редкометальные месторождения, причем особенно важен фтор для образования промышленных месторождений фтор-редкометально-молибден-вольфрамовой формации.

Наиболее интересным не только в металлогеническом отношении, но и своей структурно-тектонической позиции является Джидинский редкометальный рудный район, в изучение которого большой вклад внесли П. И. Налетов, М. В. Бесова, Е. Н. Смолянский, Л. М. Афанасьев и многие другие геологи. Его основная структура – Джидинский синклинорий, сложенный нижнепалеозойскими отложениями, является крупным тектоническим блоком, который ограничен на севере Хамар-Дабанским структурным швом, на востоке – Торейским скрытым глубинным разломом. Его южная и западная границы находятся на территории МНР и также представлены глубинными разломами, отделяющими его на западе от Хубсугульской субмеридиональной структуры, на юге – от субширотного Бутылыинского антиклинория. Своеобразие структурно-тектонической характеристики района обусловлено следующими факторами: 1) позицией на стыке северо-западных и северо-восточных складчатых структур нижнего палеозоя; 2) наличием сложного пересечения структурных швов – Витимо-Джидинского и Хамар-Дабанского со скрытыми разломами, являющимися продолжением Саянского и Байкальского краевых швов; 3) положением вблизи границы между восточной и западной (амагматичной) частями Центрально-Азиатского пояса. Границей этих частей пояса является, по-видимому, Трансазиатский линеамент, описанный В. И. Драгуновым и В. К. Маньковским. Этот линеамент пересекает территорию Джидинского рудного района в субмеридиональном направлении.

Блоковая структура рудного района обусловлена глубинными разломами различных направлений, причем часть их является скрытыми. Восточный и Западный блоки разделены поперечным Дархинтуйским скрытым глубинным разломом. В Западном блоке более мелкие Верхне-Джидинский и Купчинский блоки разделены Джидинским разломом, а в Восточном – Центральный и Улекчинский блоки – Булуктай-Хуртугинским разломом (Батурина, 1968, 1970; и др.). Блоки различаются металлогенической специализацией, параметрами месторождений, их геохимическими характеристиками. Наибольшую интенсивность и экстенсивность оруденения имеет Восточный блок, особенно его западная часть, именуемая Центральным рудоносным блоком, где сконцентрированы промышленные типы оруденения. Этот блок находится между Дархинтуйским, Хамар-Дабанским и Булуктай-Хур-

тугинским глубинными разломами, а на юге продолжается в Монголию. На его территории локализованы промышленные фтор-редкометально-молибден-вольфрамовые месторождения (кварц-пирит-молибденитовый минеральный тип с флюоритом, сульфидами свинца, цинка, меди, сурьмы, висмута, кварц-редкометально-гюбнеритовый и кварц-сульфидно-гюбнеритовый минеральные типы, объединенные во фтор-редкометально-молибден-вольфрамовую формацию), а также более простые по составу мономолибденовые проявления и мелкие месторождения (кварц-пирит-молибденовый с незначительным количеством сульфидов полиметаллов минеральный тип). В Центральном редкометальном блоке находятся пять месторождений и более четырех рудопроявлений. Наиболее крупные концентрации комплексных редкометальных руд фтор-редкометально-молибден-вольфрамовой формации тяготеют к периферии блока, к ограничивающим блок глубинным разломам, а более простые по составу молибденовые месторождения без флюорита – к центральной части блока. Подобная зональность оруденения обсуловлена активной тектонической обстановкой на границе блоков, способствовавшей формированию многофазных рудоносных интрузий гиджирского комплекса и многостадийного комплексного по составу оруденения по сравнению с разломами внутри блока, контролировавшими мономинеральную молибденовую минерализацию, ассоциирующую с одно- и двухфазными массивами гранитов. Очевидна и различная глубина заложения разломов, контролирующих эти два типа минерализации, столь резко различные по своим промышленным параметрам.

Внутри рассмотренных редкометальных блоков молибденовая, вольфрамовая и сопутствующая минерализация локализована в рудных зонах, контролируемых северо-западными мезозойскими разломами, наследующими главным образом древние структурные линии. Являясь в общем редкометальной, металлогеническая специализация рудных зон варьирует в широких пределах (таблица). Это объясняется различной активностью рудоконтролирующих зон разломов, формационной характеристикой слагающих зону разлома геологических образований и, возможно, другими причинами.

Позиция месторождений в редкометальных зонах определяется узлами сочленения и пересечения между контролирующими рудные зоны северо-западными разломами и древними глубинными разломами различной ориентировки (субмеридиональной, субширотной, северо-восточной и северо-западной). Джидинское месторождение находится в сложном структурном узле, образованном пересечением нескольких разломов, из которых наиболее значительны следующие: 1) западно-северо-западный, контролирующий Джидинскую рудную зону; 2) северо-северо-западный Модонкульский, в котором локализованы гипербазиты цакирского комплекса; 3) северо-северо-восточный, скрытый Модонкуль-Байбинский, входящий в систему Витимо-Джидинского шва и вмещающий флюоритовую минерализацию и многочисленные дайковые поля; 4) Дархинтуйский поперечный шов северо-северо-восточного простирания, ограничивающий с северо-запада Центральный редкометальный блок. Не менее сложна структурная позиция и других месторождений района.

Другим примером локализации оруденения в металлогенически "специализированных" блоках является Чина-Амалатский рудный район Туркино-Бамбуйского пояса. Здесь (по данным И. Я. Кузьмина) устанавливаются три блока: Витимкан-Хойготский, Талой-Усойский и Богдаринский. Кроме редких элементов, характерных для всех блоков, в Талой-Усойском широко распространена полиметаллическая минерализация, в Багдаринском – молибден и вольфрам, в Витимкан-Хойготском – олово. Одной из специфических черт Чина-Амалатского рудного района является зональность типа поперечных рудных зон, проявившаяся в локализации структурных узлов с редкометальным оруденением в своеобразных линейных ослабленных участках земной коры, связанных пространственно и генетически с зонами поперечных разломов.

И. Я. Кузьмин выделяет четыре типа поперечных рудных зон, обусловленных несколькими системами рудоконтролирующих поперечных разломов: I тип – поперечные поднятия и обрамляющие их зоны разломов, а также разломы, связанные со

Таблица

Металлогеническая специализация рудоносных блоков и рудных зон Джидинского района

Блок	Специализация блока	Рудная зона	Полезные ископаемые
Купчинский	Молибден (вольфрам, медь, свинец, цинк)	Айнекская	Молибден (медь, свинец, цинк)
		Ходжертуйская	Молибден (свинец, медь)
		Шара-Азаргинская	Молибден, вольфрам (свинец, цинк, медь)
Центральный	Вольфрам, молибден, редкие металлы, флюорит, медь, свинец, цинк, ртуть, висмут, сурьма, редкие земли? редкие и рассеянные элементы?)	Молохатинская	Молибден, цинк, свинец, медь (редкие металлы? вольфрам? ртуть?)
		Модонкульско-Уленгинская	Молибден? вольфрам? (редкие металлы?)
		Джидинская	Вольфрам, молибден, редкие металлы (свинец, цинк, ртуть, висмут, сурьма)
		Шабартайско-Хайхотская	
		Джидотская	Молибден (редкие металлы? цинк? вольфрам?)
			Молибден, вольфрам (свинец, цинк, флюорит)
		Чемуртаевская	Молибден (свинец, цинк)
		Хамнейско-Цежейская	(Молибден? вольфрам? олово? редкие металлы?)
		Цаган-Нутинская	Молибден, редкие земли (свинец, цинк)
		Булуктай-Хуртугинская	Вольфрам, молибден (редкие металлы, висмут, свинец, цинк, флюорит)
Улекчинский	Молибден, вольфрам, олово, свинец, цинк, флюорит (редкие металлы) висмут? (редкие и рассеянные элементы?)	Улекчинская	Молибден (вольфрам, свинец, цинк, флюорит)
		Улятуйская	Молибден, свинец, цинк, флюорит
		Армакская	Вольфрам, молибден (свинец, флюорит, висмут? редкие металлы?)
		Алцакская	(Молибден? свинец? цинк? редкие металлы?)
		Торейская	Молибден, свинец, цинк, (редкие металлы?)
		Байбинская	Вольфрам, олово, молибден (медь, свинец, цинк, флюорит)

Примечание. В скобках – второстепенные полезные ископаемые,ореолы и рудные свалы.

структурой нижнепротерозойского фундамента: II тип – скрытые протяженные зоны разломов фундамента, заложенные в позднем протерозое в связи с прогибами; III тип – мелкие второстепенные поперечные нарушения, заложенные в раннем палеозое в процессе сдвиговых поперечных нарушений, оперяющих разломы I и II типов; IV тип – субмеридиональные системы разломов, проявленные по биссектрисе угла пересекающихся разнонаправленных складчатых структур.

Между типами рудных зон существуют определенные различия в характере металлогенической специализации. И. Я. Кузьмин указывает на оловоносность зон II типа, в меньшей мере – I типа. Наиболее характерны для зон I типа – молибден, вольфрам. Зональность типа поперечных рудных зон и их металлогеническая специализация обусловлены особенностями развития складчатого фундамента и наложением раннемезозойской зоны активизации, формационной принадлежностью рудоносных интрузий и "неразрывно связаны" с глубинным строением земной коры (Кузьмин, 1966).

Отчетливая связь размещения редкометальных месторождений с глубинным строением земной коры устанавливается для Курбино-Еравнинского рудного района при сопоставлении металлогенической схемы с геофизическими материалами. Авто-

ром проанализировано положение 107 проявлений молибдена относительно тех элементов регионального гравитационного поля, которые были выделены И. С. Лебедевым. Границами зон "гранитного" слоя, имеющих различную мощность, являются глубинные гравитационные ступени. К региональным гравитационным минимумам и зонам относительно пониженных значений силы тяжести, интерпретируемых как зоны "гранитного" слоя мощностью 6–10 и более 10 км, приурочено 83 проявления молибдена, к региональным гравитационным максимумам и зонам средних значений силы тяжести, рассматриваемым как зоны "гранитного" слоя мощностью 3–6 и менее 3 км, всего 24 проявления. 39 рудопроявлений из 107 тяготеют к глубинным гравитационным ступеням на границах зон "гранитного" слоя разной мощности. Наиболее интересное в промышленном отношении штокверковое оруденение также локализовано преимущественно в зонах "гранитного" слоя мощностью 6–10 и более 10 км (13 проявлений из 18). Шесть проявлений приурочены к гравитационным ступеням, которые являются по существу границами гранитных блоков разной мощности, имеющих полигональную форму.

В расположенном к востоку от Курбино-Еравнинского района крупном блоке земной коры, характеризующемся мощностью "гранитного" слоя менее 3 км, сколько-нибудь интересных проявлений молибдена не обнаружено, что может свидетельствовать о неблагоприятных условиях для формирования рудоносных интрузий и редкометальной минерализации.

Изложенный материал позволяет сделать гипотетически предположения о максимальной и минимальной глубинах зарождения рудоносных (в данном случае молибденоносных) магм, о связи размещения оруденения с толщиной "гранитного" слоя, формой его подошвы, его блоковым строением и глубинной тектоникой, о связи штокверкового типа оруденения с глубинными структурами.

Другой интересной особенностью Курбино-Еравнинского рудного района является своеобразие зональности типа рудных зон. Здесь отмечается сетчатое распределение редкометальной минерализации вдоль разнонаправленных долгоживущих разломов – северо-восточных, северо-западных и субмеридиональных, создавших мелкоблоковую структуру района. Формационная характеристика геологических образований, среди которых, наряду с кислыми и щелочными интрузиями палеозоя и мезозоя, нередки древние габброиды и гипербазиты, контролируемые разломами, указывает на глубину их заложения и на различия в их металлогенической специализации.

Согласные со складчатыми структурами северо-восточные разломы контролируют продольные рудные зоны. К скрытым разломам северо-западного и субмеридионального направлений, установленным преимущественно геофизически, приурочены поперечные рудные зоны. Пересекаясь, продольные и поперечные рудные зоны оконтуривают блоки полигональной, чаще всего четырехугольной формы. Внутренние части блоков нередко безрудны, за исключением тех случаев, когда в пределы блока заходят оперяющие разломы. И продольные, и поперечные рудные зоны полиформационны: кроме редкометальных проявлений, которые имеют палеозойский и мезозойский возраст, в них локализованы главным образом палеозойские цветные и полиметаллические проявления, железорудные, а из нерудных – мезозойские флюоритовые. Состав рудных зон свидетельствует о длительном функционировании рудоконтролирующих разломов, а состав рудных формаций указывает на их проникновение в подкоровые и коровые области в разные периоды активизации. Наиболее интересные концентрации редких металлов приурочены к узлам пересечения продольных и поперечных зон, так, что рудные узлы располагаются по углам блоков. Перспективные рудные узлы связаны с наиболее глубинными разломами, контролировавшими в палеозое гипербазиты и базиты. Особенно это относится к комплексным редкометальным и вольфрамовым месторождениям. В этом аспекте перспективной на вольфрам автору представляется северо-западная часть Курбино-Еравнинского района, выделенная в качестве самостоятельного Кыджимит-Курба-Туркинского рудного района И. Я. Кузьминым и М. Е. Замащиковым (1969).

Изложенного выше материала, по-видимому, вполне достаточно для иллюстрации положения о контроле глубинными разломами всех типов металлогенической зональности Западно-Забайкальской редкометальной провинции и необходимости изучать глубинные разломы как главные рудоконтролирующие структуры всеми доступными методами. Прикладное значение этих исследований очевидно – это научно обо нованный прогноз новых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР. – В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 9. Улан-Удэ, 1965.

Арсентьев В. П., Хренов П. М. Структурно-металлогенические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. – В сб. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений". М., "Наука", 1966.

Афанасьев Л. М. Гранитоиды бассейна р. Джиды и основные черты их металлоносности. –В сб. "Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья", т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Батурина Е. Е. О роли структурных факторов в размещении мезозойского флюоритового и редкометального оруденения в Джидинском рудном районе. –В сб. "Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления". Улан-Удэ, 1967.

Батурина Е. Е. О контроле редкометальной минерализации Джидинского рудного бассейна блоковой тектоникой. – В сб. "Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья", вып. 4. Чита, 1968.

Батурина Е. Е. О связи мезозойской металлогении Джидинского рудного района с блоковой тектоникой. – В сб. "Рудоносность и структуры рудных месторождений Бурятской АССР" Улан-Удэ, 1970.

Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (северо-западное Забайкалье). – Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. 1962, вып. 8.

Кузьмин И. Я. К вопросу о скрытых поперечных разломах Витимкан-Ципинского междуречья (Витимское плоскогорье). – В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 10. Улан-Удэ, 1966.

Кузьмин И. Я., Батурина Е. Е. Геологические закономерности и металлогеническое районирование Западно-Забайкальской редкометальной провинции. – В сб. "Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья (седьмые чтения памяти акад. С. С. Смирнова)". Чита, 1971.

Налетов П. И. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000. Лист М-48 (Улан-Удэ). Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. – Изв. АН СССР, серия геол. 1956, № 1.

Смолянский Е. Н. К металлогении Джидинского рудного района. – В сб. "Труды первого совещания по металлогении Западного Забайкалья". Иркутск, 1958.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., "Недра", 1966.

В. В. ЛЕВИЦКИЙ

САЯНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ РЕШЕТЧАТАЯ СИСТЕМА РУДНЫХ ПОЯСОВ

В складчатом обрамлении юга Сибирской платформы рудные пояса располагаются вдоль продольных глубинных разломов и структурных швов, разделяющих разновозрастные складчатые и активизированные области.

Байкало-Ленский пояс приурочен к Северо-Байкальскому глубинному разлому, разделяющему внешнюю миогеосинклинальную и внутреннюю эвгеосинклинальную зоны байкалид. Западно-Забайкальский рудный пояс приурочен к Селенгино-Каларскому структурному шву (по В. П. Арсентьеву), или Джидо-Витимской зоне разломов (по Ц. О. Очирову и др.), проходящему на стыке байкальской и каледонской складчатых областей и ограничивающему с юго-запада область мезозойской

активизации. Восточно-Забайкальский рудный пояс располагается вдоль Монголо-Охотского структурного шва. В Байкало-Ленском поясе, включающем Северо-Байкальский и Ленский рудные районы, развито протерозойское и наложенное раннекембрийское оруденение (Буряк, 1967; Казакевич, 1968). В Западно-Забайкальском поясе, включающем Джидинский, Селенгинский, Курбино-Еравнинский, Ципиканский и Муйский районы, отмечается протерозойское, кембрийское и мезозойское оруденение (Булгатов, 1966; Буряк, 1967; Щеголихин, Левицкий, 1971). В Восточно-Забайкальском поясе, включающем Могочинский, Дарасун-Балейский, Туро-Илинский, Чикойский рудные районы, известно позднепалеозойское и мезозойское оруденение (Смирнов, 1936; Щеглов, 1966; Тимофеевский, 1972).

В то же время ряд рудных районов располагается в линейных северо-западных зонах поперечных глубинных разломов, последовательно пересекающих области байкальской, каледонской, герцинской складчатости и мезозойской тектоно-магматической активизации. Так, Северо-Байкальский, Ципиканский и Дарасун-Балейский районы, располагающиеся в разновозрастных северо-восточных поясах, находятся в единой Ципо-Агинской (Левицкий, 1967) зоне поперечных разломов северо-западного направления. Ленский, Муйский и Могочинский районы также расположены в прямолинейной полосе в пределах Муйско-Уровской зоны поперечных глубинных разломов, являющейся частью Витимо-Бонинского планетарного разлома (Портнягин, 1966; Мурзина, 1972). Рудные районы рассматриваемых поясов приурочены к структурным узлам на пересечениях рудоконтролирующих продольных и поперечных глубинных разломов.

Саянская (северо-западная) и Байкальская (северо-восточная) системы глубинных разломов в течение многих тектоно-магматических циклов являлись сопряженными сколовыми системами, возможно планетарного генезиса, о чем свидетельствует их громадная (более 1000–1500 км) протяженность, большая длительность и интенсивность тектонических движений. Сопряженность Байкальской и Саянской диагональных систем глубинных разломов подчеркивается их взаимопересечением и одновременностью образования. Мобильность структурных узлов, образованных на пересечениях глубинных разломов, подтверждается наличием разновозрастного оруденения в рудных районах, локализованных в этих узлах. В плане совокупность рудных поясов северо-восточного и северо-западного направлений образует решетчатую (близкую к геометрически правильной) рудоносную систему. Такие решетчатые системы, на наш взгляд, являются важными и самостоятельными металлогенически выраженными геоструктурными образованиями, сравнительно устойчивыми в плане.

Саяно-Забайкальская решетчатая система, подобно важнейшим линеаментам Евразии (Пейве, 1956), Австралии и Северной Америки (Мудди, Хилл, 1960), по-видимому, соответствует планетарной сетке Вениг-Мейнеца. В основу выделения рудоносных решетчатых систем положены не только вещественные и структурные характеристики поясов, но, что весьма важно, также и геометрические характеристики решетки.

Среди структурных признаков при выделении рудных поясов наиболее важными являются главные глубинные рудоконтролирующие разломы и структурные узлы, образованные на их пересечениях.

Вещественные признаки, принятые для выделения элементов решетчатой системы, – это комплексы осадочных, магматических, рудных формаций и конкретных металлогенических единиц: поясов, районов, узлов. При использовании этих признаков важно более точное установление границ рудных районов со своей конкретной металлогенической специализацией.

Однако, несмотря на большое значение структурных и вещественных признаков, уверенное определение положения рудных районов и узлов только с их помощью не всегда дает нужный эффект. Например, для оруденения Саяно-Байкальского подвижного пояса известно, что 90% рудных полей и россыпей локализовано на осадочно-вулканогенных и габбро-плагиогранитных формациях, а для ряда рудных районов установлена генетическая связь с определенными комплексами и структурами. В частности, установлены рудные районы, приуроченные к срединным

массивам (Муйский, Восточно-Саянский), к прогибам геосинклинального типа (Джидинский, Северо-Байкальский, Курбино-Еравнинский, Ленский), к пограничным зонам прогибов и срединных массивов (Ципиканский), к областям автономной активизации (Дарасунский, Селенгинский, Джидинский) (Щеголихин, Левицкий, 1971). Известно также, что для формирования рудных районов необходимо благоприятное сочетание структурных узлов и рудоносных формаций. Однако за пределами рудных районов нередко располагаются площади с аналогичным строением и имеющие, казалось бы, полный комплекс условий, обусловливающих формирование рудного узла, но в действительности являющихся безрудными. В рудных же районах, как правило, отмечается разновозрастное оруденение, представленное различными морфолого-генетическими типами. Так, в Ципиканском районе размещается протерозойское метаморфогенно-гидротермальное прожилковое и вкрапленное сульфидное оруденение в черносланцевых толщах, колчеданные и магнетитовые залежи в протерозойских и кембрийских осадочных толщах, жильное и штокверковое вольфрамово-кварцевое оруденение палеозойского и мезозойского возрастов и, наконец, многочисленные кайнозойские россыпи.

Отсутствие постоянных и притом количественных признаков размещения оруденения по отношению к типу и составу тектонических элементов, а также сквозной характер оруденения диктуют необходимость разработки и применения дополнительных признаков и, в частности, геометрических характеристик разномасштабных рудоносных площадей, среди которых выделены решетчатые системы I, II и III порядков.

Рудоносная решетчатая система I порядка. Совокупность рудных поясов, приуроченных к разнонаправленным разломам Саяно-Байкальского подвижного пояса, позволила выделить Саяно-Забайкальскую решетчатую систему. Основными элементами системы являются рудные районы, локализованные в долгоживущих структурных узлах, и линейные участки поясов, расположенные между рудными районами. Блоки, находящиеся между поясами, как правило, являются безрудными (см. рис. 1). При определении полигональной системы порядка целесообразно за ее узлы принимать пересечения главных рудоконтролирующих разломов, с которыми обычно совпадает центральная часть рудного района. По отношению к зонам продольных разломов этот вопрос решается обычно легко, так как они, как правило, отчетливо проявлены. Для поперечных разломов при нахождении узлов решетчатой системы необходимо принимать в качестве характерных наиболее отчетливо проявленные в верхних структурных этажах разрывные нарушения, синхронные с главным этапом оруденения рассматриваемого рудного района. Например, для Дарасун-Балейского района характерна Дарасунская зона северо-западного направления, а для Ципиканского – Точерский разлом.

Проведенное выделение узлов рудоносной системы для указанных трех поясов только в пределах Ципо-Агинской и Муйско-Уровской зон глубинных разломов позволило установить следующие параметры. По северо-восточному направлению центры рудных районов (узлы решетки) расположены примерно на одинаковом расстоянии – 200–250 км (Дарасунский – Могочинский, Ципиканский – Муйский, Северо-Байкальский – Ленский). По северо-западному направлению расстояние между Монголо-Охотским и Селенгино-Каларским швами составляет 200 км, а между Селенгино-Каларским и Северо-Байкальским в среднем 150 км. Учитывая эти параметры, можно выделить в пределах Западно-Забайкальского пояса Курбино-Еравнинский, Селенгинский и Джидинский, а вдоль Восточно-Забайкальского пояса – Туро-Илинский, Любавинский, Чикойский рудные районы.

Безусловно, применение параметров полигональной системы I порядка должно учитывать изменения простирания главных рудоконтролирующих разломов. Например, расстояние между Селенгино-Каларским и Монголо-Охотским швами в юго-западном направлении постепенно уменьшается и между Чикойским и Селенгинским районами составляет всего 100 км. В таких участках нередко наблюдается слияние рудных районов вдоль поперечных глубинных разломов.

Рудоносная решетчатая система II порядка. Она наиболее отчетливо проявлена в районах, приуроченных к древним жестким срединным массивам и щитам (Муй-

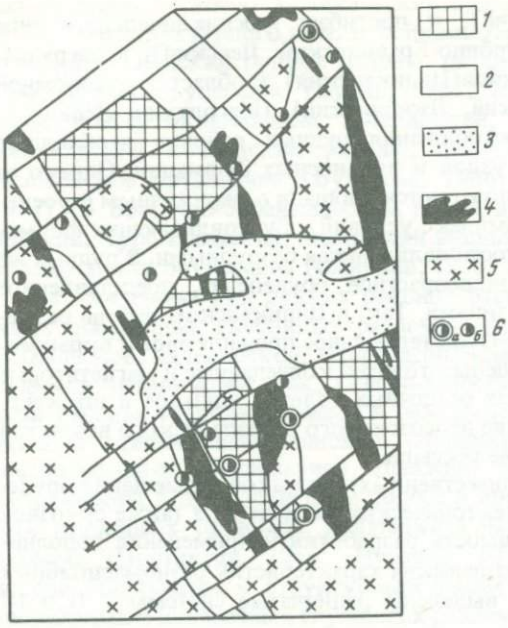


Рис. 1. Схема размещения структурных узлов Муйского района

1 – архейские гнейсы Муйских глыб; *2* – протерозойские и кембрийские осадочно-вулканогенные образования; *3* – кайнозойские отложения Муйской впадины; *4* – гипербазиты и габброиды; *5* – гранитоиды; *6* – структурные узлы: *а* – крупные, *б* – мелкие

ский, Восточно-Саянский, Центрально-Алданский). В Муйском рудном районе архейские срединные массивы обрамлены с четырех сторон глубинными долгоживущими разломами, вдоль которых располагаются реликты нижнепротерозойских прогибов, сложенные вулканогенными толщами, верхнепротерозойские и кембрийские межгорные прогибы, выполненные терригенными и карбонатными толщами, протерозойские базитовые и гипербазитовые пояса и гранитоидные интрузии (рис. 1). Структурные узлы приурочены к пересечениям северо-западных продольных и северо-восточных поперечных глубинных разломов, образующих решетчатую систему со средними расстояниями между узлами 15–20 км. Для определения узлов решетки в Муйском районе можно принять в качестве главных рудоконтролирующие разломы, которые прослеживаются прямолинейно на протяжении 200–250 км (Келяно-Ирокиндинский, Тулдунский, Парам-Шаманский, Каралон-Талоинский). Несмотря на то, что структурные узлы располагаются в различной геолого-структурной обстановке (срединные массивы, протерозойские прогибы, массивы габброидов и гранитоидов,), расстояния между ними сравнительно выдержаны – 15–20 км. Этот параметр можно использовать при прогнозировании.

Более локальная рудоносная решетчатая система III порядка. Эта система может быть проиллюстрирована на примере Муйского рудного района. Она обусловлена локальными разрывными нарушениями, параметры которых предопределены тектоническими напряжениями, проявлявшимися в единый этап формирования региональной системы пологопадающих кварцевых жил. Эти параметры можно определить по размерам отдельных рудных полей и расстояниям между месторождениями. Так, в Кедровском рудном поле, между Кедровским и Осиновым месторождениями расстояние 7 км. Детально изученное Ирокиндинское рудное поле имеет в плане ромбовидную форму со сторонами ромба 7 км. Это расстояние соответствует длине между крайними жилами. Характерно, что по зонам, субпараллельным Ирокиндинскому разлому, заложены долины трех рек. Расстояние между россыпями каждой из этих долин определяется в 7 км. Расстояние между Тилишминским и Витимканским рудными полями также составляет 7 км.

В Восточно-Саянском рудном районе рудоносные решетчатые системы I и II порядка отчетливо проявлены в пределах Урик-Китойской рудной зоны (Левицкий, 1966). Структурный план зоны определяется системой глубинных северо-западных – 310° и северо-восточных – 40–50° разломов, рассекающих и обрамляющих периферию архейского Гарганского срединного массива (рис. 2). Сочетание рудоконтролирующих и рудоограничительных разрывных структур определило четкое ромбовидное блоковое строение рудной зоны. Длина стороны ромба, заключенная между двумя северо-восточными рудоограничительными разломами, равна 20 км. Расстояние между основными сместителями главных рудоконтролирующих разломов северо-западного направления (Гарганского, Холбинского, Лево-Самартинского, Зун-Осинского) и северо-восточного направления (Урикского, Хара-Голь-

ского, Амбарта-Гольского, Ильчирского) составляет 7–7,5 км. Соответственно расстояние между структурными узлами составляет 7–8 км.

В пределах самих рудных полей распространена рудоносная решетка, под которой понимается каркас рудных тел, сформированных в единый этап деформации, соответствующий рудному процессу. На многих месторождениях, где рудные тела не подверглись пострудным подвижкам и сохранилась первичная решетка, наблюдается довольно закономерное взаиморасположение рудных тел. Так, в Витимском рудном поле центры роевых групп субпараллельных жил располагаются в среднем через 2,5 км друг от друга.

Теоретическое объяснение размещения структурных узлов и рудных полей в геометрически правильных или близких к ним системах разрывов может быть следующим. Для рассматриваемых Муйского и Восточно-Саянского районов достаточно убедительно показано, что заложение рудовмещающих структур произошло среди консолидированных блоков в единый этап деформаций. При этом в Урик-Китойской зоне оно совпало с моментом внедрения гипербазитов, заполнивших диагональные системы разломов, которые определили ромбовидную и параллелограммовидную в плане конфигурацию отдельных блоков.

В обоих районах главная стадия жильного оруденения связана с едиными рудоносными кембрийскими плагиогранитными комплексами, а формирование рудных тел произошло синхронно с образованием генетически однотипных рудоконтролирующих структур, возникших в результате единого этапа деформаций. Так, в Муйском районе почти все жилы на всех рудных полях выполняют пологопадающую в западных румбах систему сколовых трещин (Левицкий, 1973). В Восточном Саяне все рудные тела залегают в северо-западных зонах, а рудовмещающие структуры в момент формирования рудных тел функционировали как правосторонние взбросо-сдвиги (Феофилактов, 1970). Очевидно, одинаково ориентированные тектонические напряжения в пределах консолидированных блоков архейских срединных массивов вызывали образование определенной сети дорудных трещин с равными расстояниями между ними и между отдельными рудоконтролирующими разрывами. Так, в Северо-Западном рудном поле расстояние между параллельными рудовмещающими зонами составляет 300 м. Даже приоткрывание отдельных полостей внутри самой рудовмещающей структуры, представленной мощной зоной рассланцевания, происходило через определенные интервалы, что обусловило формирование субпараллельных рудных тел.

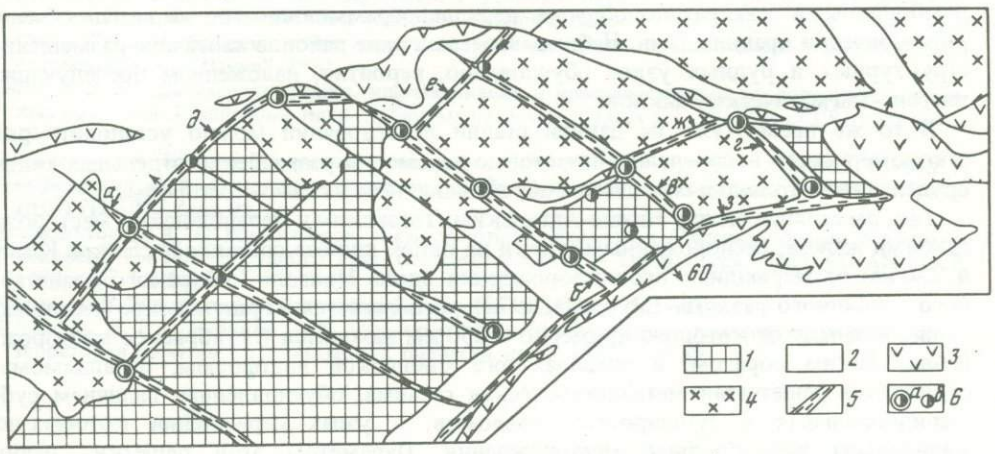


Рис. 2. Схема размещения структурных узлов Урик-Китойской зоны Восточного Саяна

1 – архейские гранито-гнейсы Гарганского срединного массива; *2* – протерозойские осадочно-метаморфические образования; *3* – гипербазиты ильчирского комплекса; *4* – гранитоиды холбинского (таннуольского) комплекса; *5* – главные рудоконтролирующие разрывные структуры: *а* – Гарганская, *б* – Холбинская, *в* – Лево-Самартинская, *г* – Зун-Оспинская, *д* – Урикская, *е* – Хара-Гольская, *ж* – Амбарто-Гольская, *з* – Ильчирская; *6* – структурные узлы: *а* – крупные, *б* – мелкие

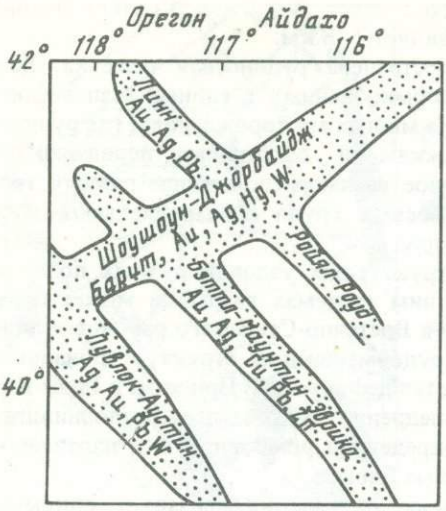


Рис. 3. Схема размещения золоторудных поясов в Северной Неваде и Айдахо, по Робертсу (1966 г.)

Естественно, что при последующих сменах планов деформаций в отдельных рудных полях возникает новый структурный план и более поздние этапы рудогенеза приводят к появлению новых рудных тел и полей. В связи с этим мы обычно наблюдаем кажущуюся хаотичность в размещении оруденения. Однако в случае сохранения структурного рисунка, обусловленного единым этапом деформаций (как это видно на примере Муйского и Восточно-Саянского районов), мы можем эффективно использовать геометрические признаки размещения оруденения.

Решетчатые системы поясов характерны, по-видимому, не только для складчатого обрамления Сибирской платформы. Так, в Центрально-Алданском районе, по данным А. Н. Казаринова (1972), большинство известных рудоносных узлов локализовано на пересечениях разнонаправленных разломов. Ячеи решетчатой системы имеют сравнительно четкую квадратоподобную форму, а их размеры примерно одинаковы. Г. В. Левитан и В. А. Кондратов для Южного Урала указывают, что большинство рудных узлов расположено в узлах пересечения уральских и поперечных структур. Расстояния между рудоконтролирующими поперечными поясами постоянны. Характерное решетчатое расположение имеют рудные пояса в штатах Невада и Айдахо в США (рис. 3), в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса и в ряде других регионов. Конфигурация полигональных систем различных порядков не одинакова. Чаще всего системы I порядка (типа Саяно-Забайкальской) отвечают планетарной сетке Вениг-Мейнеца. Они являются наиболее устойчивыми в плане и сохраняют свою конфигурацию в течение нескольких тектоно-магматических циклов. Рудоносные решетчатые системы более мелких порядков, которые обусловлены местными напряжениями, в связи со сменой планов деформаций в отдельные металлогенические эпохи изменяют свои параметры. Они могут быть ромбовидными, квадратоподобными, параллелограммовидными, но всегда обычно геометрически правильными. Наблюдающееся в ряде районов хаотичное размещение структурных и рудных узлов обусловлено, вероятно, наложением последующих тектоно-магматических циклов.

В то же время уже на данной стадии исследований можно установить ряд закономерностей и определить некоторые параметры размещения отдельных типов оруденения не только в складчатом обрамлении, но и на самой платформе.

Так, расстояние между Нижне-Ангарским, Тагарским и Нерюндинским месторождениями железа, расположенными почти на одной широте, составляет 250 км. К югу в 250 км от Нерюндинского месторождения вдоль Монголо-Сибирского планетарного глубинного разлома (Мурзина, 1972) располагается Коршуновское месторождение, к западу от которого примерно в 250 км находится Октябрьское месторождение. Таким образом, в пределах юга Сибирской платформы, по-видимому, существует решетчатая металлогеническая система, обусловленная наличием субмеридиональных и субширотных разломов, в узлах пересечения которых локализованы железорудные месторождения. Параметры этой решетки равны 250 x 250 км.

Описанные рудоносные решетчатые системы не могут, конечно, являться универсальными типами и требуют дополнительных исследований, при которых необходимо учитывать возраст оруденения. Несмотря на устойчивость узлов системы в плане, центры рудных районов для разновозрастных рудных формаций могут смещаться, так как при последующих циклах тектогенеза, как правило, возникает иной план

деформаций. Смена планов деформаций и возникновения самих геотектонических циклов предполагается нами в связи со сменой магнитных полюсов диполя Земли.

Необходимо также изучить отношение узлов системы к другим типам оруденения, ибо многие рудные районы имеют полиметаллическую специализацию, нередко связанную с едиными рудоносными формациями и комплексами.

Указанные примеры свидетельствуют о широком распространении в земной коре различных по масштабам решетчатых систем разломов, в узлах пересечения которых формируются рудные районы. Геометрически правильный (или близкий к нему) структурный рисунок этих систем обусловлен долговременно существовавшим комплексом тектонических напряжений. Выдержанность параметров систем указывает на их заложение в сравнительно однородной среде, что не соответствует наблюдаемому геологическому строению верхних частей земной коры. В связи с этим приходится предположить существование однородной (по плотности) массы в нижних ее частях. В этом случае общепланетарные напряжения именно в ней будут создавать геометрически правильную (связанную с геоидом) систему, которая в верхних частях земной коры проявлена в виде решетчатого распределения металлогенических поясов.

ЛИТЕРАТУРА

Булгатов А. Н. Точерская зона разломов на Витимском плоскогорье. – В кн. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья", вып. 1 (3). Материалы к 3-й научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева. Заб. отд. ГО СССР. Чита, 1966.

Буряк В. А. О возрастном взаимоотношении бодайбинского (Ленский золотоносный район) и каралонского (Средне-Витимская горная страна) типов золотого оруденения. Улан-Удэ, 1967.

Казакевич Ю. П. Металлогения золота Байкальской провинции. – Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.

Левицкий В. В. Структура и зональность золотого оруденения в типичном поясе Сибири. – В кн. "Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений Сибири". М., "Наука", 1966.

Левицкий В. В. О связи золотого оруденения Саяно-Байкальской области с поперечными разломами. Улан-Удэ, 1967.

Левицкий В. В. О геометрических закономерностях оруденения Саяно-Забайкальской полигональной системы золоторудных поясов. – Зап. Забайкал. фил. ГО СССР, 1973, вып. 39. Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 10. Чита.

Мудди, Хилл. Сдвиговая тектоника. – В кн. "Вопросы современной и зарубежной тектоники". М., ИЛ, 1960.

Мурзина Г. А. К проблеме классификации глубинных разломов по геолого-геофизическим данным (на примере главнейших разломов Сибири и Дальнего Востока). – В кн. "Тектоника Сибири", т. V. Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. М., "Наука", 1972.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1. – Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.

Портнягин Э. А. Витимо-Бонинская поперечная глубинная система. – Сов. геология, 1966, № 7.

Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. – Труды ЦНИГРИ, 1972, вып. 98.

Феофилактов Г. А. О генетической связи золотого оруденения с гранитоидными массивами Китойско-Урикского рудного узла (Восточный Саян). – Труды Бурят. фил. СО АН СССР, 1970, вып. 2 (10).

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Забайкалья. М., "Недра". 1966.

Щеголихин Ю. И., Левицкий В. В. Основные принципы выделения золоторудных районов на территории Бурятии. – Труды Иркут. политехн. ин-та, 1971, вып. 60.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

А.Л. ЯНШИН

ПРОБЛЕМЫ ПОСТГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Центрально-Азиатский складчатый пояс был создан в течение палеозойской эры истории Земли теми тектоническими движениями, которые мы обычно называем каледонскими и герцинскими или варисскими. Цветом этих эпох складчатости он красится на большинстве существующих тектонических карт. Некоторыми геологами в его пределы включаются также более древние байкальские складчатые сооружения, непосредственно примыкающие с юга к эпикарельской Сибирской платформе.

Геосинклинальное развитие в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса к концу палеозоя повсеместно закончилось, однако в противоположность Западно-Сибирской или Туранской плите здесь не образовалась платформа, но продолжались и продолжаются до современной эпохи интенсивные тектонические движения, различные во времени и в пространстве. Анализ механизма этих движений и морфологии созданных ими структур представляет собой сложную, не до конца разработанную задачу, полное решение которой интересно как в теоретическом, так и в практическом отношении.

Частные попытки анализа постгеосинклинального тектонического развития отдельных областей Центрально-Азиатского складчатого пояса делались за последние 15 лет неоднократно, что привело к появлению в нашей геологической литературе многочисленных новых терминов для обозначения зон высокой тектонической активности негеосинклинального характера. Это "области эпиплатформенного орогенеза", в понимании А. Л. Яншина и В. Б. Хаина, "зоны ревивации" – М. С. Нагибиной, "зоны резонансного тектогенеза" – Ю. М. Пущаровского, "зоны автономной активизации" – А. Д. Щеглова, "области дейтероорогенеза" – К. В. Боголепова, "эпигонали" – П. М. Хренова, "дива-структуры" – В. Л. Масайтиса (не Чен Го-да), отчасти "геотектоноферы" – Г. Н. Щербы и "тергали" – С. А. Захарова. Упорядочение применения всех этих названий, ликвидация синонимов и точное определение остающихся в употреблении представляют собой первую очевидную задачу в области изучения рассматриваемых явлений. Во избежание нового Вавилонского столпотворения нужно иметь общий, всем понятный и всеми принятый научный язык.

Однако помимо этой очень важной, но формальной задачи изучение постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса рождает ряд более конкретных научных проблем.

В пределах более древней по возрасту складчатости каледонской части Центрально-Азиатского пояса в течение среднего и верхнего палеозоя развивались весьма своеобразные крупные отрицательные структуры, в выполнении которых обязательно участвуют континентальные красноцветные, иногда грубообломочные и вулканогенные формации от базальтового до порфирового состава. В качестве примеров таких структур можно назвать Минусинскую группу впадин, Тувинский прогиб и

Тенизскую впадину Центрального Казахстана. Несмотря на большое количество специально посвященных им исследований, положение этих структур в общей классификации деформаций земной коры продолжает оставаться дискуссионным. О. А. Мазарович и А. А. Массаковский считают их краевыми и межгорными прогибами каледонид, А. В. Пейве и В. М. Синицын выделили их под названием "брахигеосинклиналей" или "криптогеосинклиналей", многочисленные геологи-нефтяники относят их к структурам "переходного структурного этажа" или даже к раннеплатформенным. В коллективном труде "Тектоника Евразии" они выделены как структуры особого типа, которые не похожи на краевые и межгорные прогибы герцинид или альпид и не могут быть отнесены ни к типично геосинклинальным, ни к платформенным.

Очевидно, что вопрос о тектонической природе средне- и верхнепалеозойских впадин в области каледонской складчатости представляет собой проблему, еще не решенную, требующую всестороннего обсуждения имеющихся материалов, а может быть, и новых специальных исследований.

В пределах Монголо-Охотского пояса, который является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса и охватывает почти всю территорию Бурятской автономной республики, выше палеозойского складчатого фундамента широко развиты, несомненно, различные по времени формирования мезозойские впадины, выполненные вулканогенными и терригенными, часто угленосными формациями, слои которых нередко сильно дислоцированы и во многих местах прорваны мезозойскими гранитоидами. Ближе к Тихому океану эти структуры развиты и вне Монголо-Охотского пояса в пределах Станового хребта, герцинид северо-восточного Китая, Корейского и Шандунского древних щитов и в каледонской Катазии. Они были выделены и описаны в многочисленных работах М. С. Нагибиной под названием "впадин тихоокеанского типа", а зоны их распространения потом получили от нее название "зон ревивации". Эти же структуры П. М. Хренов предложил называть "эпигоналями". Однако А. А. Богданов считал мезозойские отложения Монголо-Охотского пояса геосинклинальными и на изданной под его редакцией "Тектонической карте СССР" в масштабе 1 : 10 000 000 закрасил это пояс цветом не герцинской, а мезозойской складчатости.

Структурам этого типа, развитым на территории Забайкалья, на X сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока посвящены специальные доклады М. С. Нагибиной, К. В. Боголепова и Ц. О. Очирова.

С их изучением связаны две еще не решенные проблемы. Первая из них заключается в выяснении вопроса о том, действительно ли мы имеем здесь дело с мезозойскими структурами одного типа, как это утверждает в своих работах М. С. Нагибина? Сейчас все мезозойские отложения Монголо-Охотского пояса залегают в отдельных изолированных друг от друга впадинах, обычно ограниченных с одной или с двух сторон разломами и разделенных выходами палеозойского складчатого фундамента. Однако существуют данные, которые позволяют думать, что первоначальное распространение нижних горизонтов мезозойских отложений здесь было иным. Нижняя юра в ряде впадин, расположенных вдоль осевой зоны Монголо-Охотского пояса, представлена флишеподными морскими отложениями, содержащими все аммонитовые зоны геттанского, синемюрского, плинсбахского и тоарского ярусов. Такие отложения со стеногалинной фауной могли накопиться только в открытом морском бассейне, имевшем широкую связь с Мировым океаном. Следовательно, во время их образования должен был существовать единый прогиб, сообщавшийся на северо-востоке с Тихим океаном. Последние открытия анизийской аммонитовой фауны на северо-востоке Монголии позволяют думать, что этот прогиб возник еще в среднем триасе.

Стоит вопрос о том, можем ли мы прогиб, в котором накапливались морские осадки триаса и лейаса Монголо-Охотского пояса, рассматривать в качестве разновидности впадин тихоокеанского типа или же эта структура совсем особого рода, близкая возрожденным "киммерийским" геосинклиналям области герцинид юга СССР, которые недавно были описаны в докторской диссертации А. Е. Шлезингера?

Мне кажется более вероятным второе предложение, но вопрос этот требует исследования.

Другая проблема, связанная с изучением мезозойских структур Монголо-Охотского пояса, заключается в выяснении причин их активного металлоносного магматизма. Западнее, в областях палеозойской складчатости, также формировались мезозойские структуры, но они были амагматичны или же сопровождались только излияниями базальтов. Вулканизм кислого и среднего состава, а также гранитоидный плутонизм свойственны исключительно зонам ревивации. С этим магматизмом связаны руды олова, вольфрама, молибдена, тантала и ниобия, а местами также золото и флюорит. Каков генезис этого магматизма? Является ли он "автономным" или "резонансным", т.е. связанным с развитием мезозойских геосинклиналей восточной окраины Азиатского материка? Или же это особенности мезозойского тектонического развития всего Тихоокеанского сегмента земной коры? По этим вопросам существуют разные точки зрения, они требуют обсуждения и решения.

После ранней юры моря в пределы Центрально-Азиатского складчатого пояса уже не проникли, но в течение позднего мела и палеогена на больших его площадях, по-видимому, имело место значительное выравнивание рельефа и накопление плаща континентальных осадков, образовавшихся в условиях аллювиальных равнин и крупных озер. В южной и восточной Монголии отложения этого возраста некогда покрывали обширные пространства и теперешнее их распространение в отдельных впадинах связано лишь с последующим неотектоническим горообразованием. Меловые и палеогеновые осадки низменности Сунляо к югу от р. Амур и Зее-Буреинской низменности на левом его берегу скорее всего являются сохранившимися от размыва остатками некогда значительно более обширной площади их распространения.

Была ли эпоха выравнивания рельефа, особенно отчетливо проявившаяся на протяжении позднего мела и начала палеогена повсюду в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, одновременной или она в разных его частях началась и окончилась не строго синхронно? Оставались ли в это время участки пояса, не затронутые процессами выравнивания рельефа? Можно ли отложившиеся в это время континентальные осадки считать типично платформенными? Вот совокупность вопросов, составляющая следующую проблему постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В позднем кайнозое, начиная со среднего, а местами с позднего олигоцена, повсюду в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса начались интенсивные тектонические движения, приведшие в ряде областей к возникновению вторичного высокогорного рельефа (Тянь-Шань, Богдо-Ула, Нань-Шань, Алтае-Саянская область). Этап этой интенсификации тектонических движений получил в 1948 г. от В. А. Обручева название неотектонического. В противоположность мезозойским структурам зон ревивации неотектонические структуры нигде не сопровождаются гранитоидным плутонизмом, что говорит об ином механизме их образования, но во многих местах им сопутствуют мощные излияния базальтов, в Маньчжурии продолжавшиеся вплоть до исторической эпохи. Тянувшийся десятилетиями спор о морфологии неотектонических структур сейчас закончен. Большую роль в их образовании играли разломы и глыбовые поднятия, однако несомненно, что поверхности поднимавшихся и опускавшихся глыб при этом изгибались. Закончен и спор о пространственном соотношении неотектонических структур со структурами складчатого фундамента. Установлено, что в большинстве случаев они развиваются унаследованно, хотя в некоторых местах доказано возникновение в позднем кайнозое новых разломов, секущих простирания структур фундамента, обычно под острым углом.

Остается неясным вопрос о механизме образования структур неотектонического орогенеза. По времени этот процесс совпадает со складчатостью и последним этапом образования шарьяжей в Альпийско-Гималайском геосинклинальном поясе, что заставляет предполагать генетическую связь перечисленных геологических явлений. Однако до сих пор не предложена удовлетворительная модель, объясняющая поднятие, скажем, Алтае-Саянской области под влиянием складчатости в Гималаях

и поиски правильного динамического решения проблемы неотектонического эпиплатформенного орогенеза должны продолжаться.

Частным, но очень важным вопросом проблемы неотектоники Центрально-Азиатского складчатого пояса является вопрос об условиях образования Байкальского рифта и самого глубоководного озера Байкал. По этому поводу существует большая литература и высказано много гипотез. Однако сейчас мы обязаны вернуться к пересмотру этих гипотез в свете материалов, накопленных при изучении рифтовых зон Восточной Африки и Мирового океана. Там строго доказано, что образование рифтовых зон связано с горизонтальным растяжением и разрывом земной коры. Проблема заключается в том, чтобы проверить, насколько применима эта новая точка зрения к объяснению происхождения Байкальского рифта.

Н. С. ЗАЙЦЕВ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ МНР

Территория Монгольской Народной Республики занимает восточную часть Урало-Монгольского, или Центрально-Азиатского, палеозойского складчатого пояса, ограниченного двумя древними (дорифейскими) платформами: Сибирской – на севере и Северо-Китайской – на юге.

В пределах Монголии можно проследить последовательное и направленное развитие геосинклинальных складчатых структур, начиная с протерозоя (главным образом с рифея) и кончая палеозоем. Структуры более поздних этапов – мезозойские и кайнозойские, – относящиеся к структурам мезозойской и неотектонической активизации, хотя и получили здесь весьма широкое развитие, однако в большинстве своем по характеру выполняющих их почти исключительно континентальных формаций являются постгеосинклинальными или частично, может быть, субгеосинклинальными, а по отношению к более древним структурам – структурами наложенными.

История формирования и развития всех структур Монголии теснейшим образом связана с развитием смежных областей СССР, откуда в пределы Монголии из районов Забайкалья, Восточного Саяна, Тувы, Горного и Рудного Алтая уходят многие складчатые и рудные пояса и провинции. Поэтому в структурном отношении названные регионы в значительной мере близки между собой.

В целом современная складчатая структура Монголии, сложившаяся в течение длительного геологического времени, весьма гетерогенна, сложна и очень разнообразна как по самому рисунку складчатых форм, так и по развитым в них осадочным, вулканогенно-осадочным, вулканогенным и интрузивным формациям. Последние на территории Монголии распространены чрезвычайно широко и имеют различный возраст – от докембрийских до нижнемеловых включительно. В северной половине Монголии интрузивные комплексы занимают особенно большие площади и в значительной степени затрудняют восстановление многих структур.

История изучения тектонического строения Монголии в отличие от смежных областей СССР очень непродолжительна. По существу говоря, она началась только с 50-х годов текущего столетия – с появления работ В. М. Синицына (1959) и А. Х. Иванова (1959), когда в результате более чем 20-летних предшествующих работ Восточной экспедиции Министерства геологии СССР накопился большой фактический материал и появились первые геологические обобщения, составленные по преимуществу под редакцией Н. А. Маринова.

Несколько позднее – в 60-х и начале 70-х годов – были опубликованы новые схемы и обобщения по тектонике Монголии, среди которых в первую очередь следует назвать работы В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961), а также Л. П. Зоненшайна (1967, 1972). Последним впервые была высказана мысль о

возможном заложении Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной зоны на коре океанического типа.

Большую роль в выяснении общего характера строения и истории формирования структур Монголии сыграли проводящиеся начиная с 1967 г. работы Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академии наук СССР и Академии наук МНР, научным куратором которой является академик А. Л. Яншин. В результате их был получен большой объем нового разнообразного фактического геологического материала, на базе которого уже в 1971 г. была составлена совместно с НИЛЗарубежгеологией геологическая карта МНР, общая тектоническая карта и карта мезозойских и кайнозойских структур.

Некоторые принципиальные вопросы тектонического строения Монголии, вытекающие из исследований Советско-Монгольской геологической экспедиции, касающиеся главным образом истории формирования и выделения различных типов геосинклинальных структур герцинского этапа развития, были освещены в коллективной работе А. Б. Дергунова, Н. С. Зайцева, А. А. Моссаковского и А. С. Перфильева (1971).

Анализ всех существующих материалов приводит к выводу, что главнейшие геосинклинальные складчатые структуры Монголии были созданы в верхнем докембрии и палеозое. При этом отчетливо выделяются следующие геотектонические эпохи: раннебайкальская, или рифейская (верхнепротерозойская), с верхней возрастной границей примерно на уровне 800–900 млн.лет, раннекаледонская с основной складчатостью во второй половине кембрия, собственно, каледонская и, наконец, герцинская. В результате всех перечисленных геотектонических эпох на территории Монголии создалась сложная глыбово-складчатая структура, четко подразделяющаяся на два крупных блока – северный и южный, существенно различающиеся по истории геологического развития и формирования структур. Северный блок, занимающий бо́льшую часть страны, относится в основном (за исключением крайнего запада – структур Монгольского Алтая) к области раннекаледонской складчатости, а южный принадлежит к типичным герцинским структурам, выделяемым здесь в настоящее время в виде субширотного Южно-Монгольского складчатого пояса (Дергунов и др., 1971; Зоненшайн, 1972).

Оба эти блока как главнейшие структурные элементы Монголии Р. А. Хасин, В. А. Амантов и другие (Амантов и др., 1968) назвали мегаблоками. Строение каждого из них весьма различно и сложно. Остановимся несколько подробнее на их структуре.

Северный блок слагают: рифейские (Смирнов и др., 1967), или раннебайкальские (по А. А. Богданову), раннекаледонские, каледонские и герцинские структурно-формационные комплексы.

Рифейские геосинклинальные комплексы образуют в раннекаледонской складчатой системе многочисленные выступы ее основания. Наиболее обширны они в западном и восточном Прихубсугулье, где непосредственно продолжают древние комплексы, слагающие структуры Тувы, Восточного Саяна и Хамар-Дабана; затем – на западе, юге и в центральной части Хангайского нагорья (Сонгинский, Байдарикский и Тарбагатайский выступы), на востоке страны – в бассейне Керулена и Онона, а также в Средней Гоби.

Стратиграфическое расчленение древних комплексов еще недостаточно разработано. Однако наиболее четко среди них выделяются два: нижний – гнейсово-карбонатный и верхний – зеленосланцевый (аналог окинской свиты Восточного Саяна). Последний залегает на нижнем в западном Прихубсугулье с перерывом, а в восточном Прихубсугулье и с угловым несогласием. Возраст их на основании единичных K/Ar-датировок по биотитам, находок онколитов и корреляций с лучше изученным докембрием смежных районов СССР в основном не выходит за пределы рифея. И только в восточном Прихубсугулье, и в Баян-Хонгорской зоне, для которой имеется K/Ar-датировка по флогопиту 1900 млн.лет (данные немецких геологов), гнейсовая часть нижнего комплекса, возможно, уходит в средний протерозой. Протерозойско-рифейские комплексы сложно дислоцированы и метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Преобладающим типом

дислокаций среди них являются линейные изоклинальные складки, наряду с которыми существуют и более простые складчатые формы, приближающиеся к брахискладкам. Протерозойские складчатые комплексы прорваны гранитоидными интрузиями двух возрастов: первые внедрились до формирования зеленосланцевого комплекса (до окинской свиты), вторые – относятся к предсархойскому перерыву. Галька этих интрузий входит в состав конгломератов соответствующих по возрасту перекрывающим их отложениям.

В целом протерозойско-рифейские гранитизированные складчатые комплексы образуют фундамент каледонских складчатых структур. Они распространены и, кроме северного блока, проникают в южно-монгольские герциниды, где образуют на востоке ряд выступов. Имеются все основания считать, что уже к концу рифейской складчатости на подавляющей части территории Монголии была сформирована сиалическая гранито-гнейсовая кора.

Раннекаледонская складчатость охватила также, если не всю, то во-всяком случае бóльшую часть страны. В структурах ранних каледонид участвуют, с одной стороны, выведенные в различных местах на поверхность упомянутые выше рифейско-протерозойские комплексы, образующие основание для раннекаледонских структур, а с другой – геосинклинальные комплексы верхнего рифея – среднего кембрия, выполняющие эти структуры. Среди последних, по составу парагенетических ассоциаций пород, пространственному их распространению и характеру тектоники, описанных в ряде работ (Амантов, Матросов, 1961; Амантов, 1963; Беззубцев, 1963; Зайцев, 1963, 1964; Тектоника Евразии, 1966; Амантов и др., 1967, 1968; Зоненшайн, 1967, 1972; Борзаковский и др., 1968; Амантов и др., 1970; Бямба, 1970; Бямба, Рягузов, 1970; Зайцев, Ильин, 1970а,б; Благонравов, Зайцев, 1972), выделяются следующие четыре основных типа структурно-формационных зон.

К *первому* типу принадлежат существенно вулканогенные зоны, в которых определяющую роль играют зеленокаменноизмененные продукты вулканизма основного и среднего состава, принадлежащие к спилит-диабазовой формации, сменяющиеся по вертикали туфогенно-граувакковыми сериями, включающими большое количество андезит-базальтовых лав. Развиты здесь также габбровые и гипербазитовые массивы, намечающие вместе с вмещающими их зеленокаменными образованиями протяженные офиолитовые пояса. Представителем этого типа зон может быть названа Озерная зона, хотя еще и очень слабо изученная.

Ко *второму* типу относятся также вулканогенные зоны, но в отличие от первых они выполнены в основном эффузивами и пирокластами липарит-дацит-андезитового ряда при преобладании производных дацитового и андезитового состава. Наиболее характерным представителем этого типа зон является Идэрская зона, а также сюда, по-видимому, могут быть отнесены Байдарикская и Северо-Керуленская зоны.

В строении *третьего* типа структурно-формационных зон участвуют терригенно-карбонатные, терригенно-вулканогенные и карбонатно-вулканогенные толщи. Количество вулканогенных образований, чаще всего представленных подводными лавами и туфами андезитового и базальтового состава, в них непостоянно и иногда даже уступает морским терригенным и карбонатным породам вместе взятым. К этому типу относятся в первую очередь Джидинская и Хангай-Хэнтэйская зоны и ряд шовных зон – Баянхонгорская, Керуленская, Ихэбогдинская и Ундуршилинская.

Структурно-формационная зоны *четвертого* типа характеризуются наиболее полным и непрерывным преимущественно карбонатным разрезом, в низах и верхах которого местами появляются терригенные породы и вулканические продукты главным образом кислого и среднего состава. Зоны четвертого типа, наиболее ярким представителем которых является Прихубсугульская, протягиваются в раннекаледонском блоке Монголии от районов северного Прихубсугулья сперва на запад к хребту Хан-Хухэй, а затем на юг в Цаганоломскую (Дзабханскую) зону и далее на восток в Средне-Гобийскую зону. Следует особо подчеркнуть, что к низам карбонатной части разреза Прихубсугульской зоны приурочены богатые пластовые

промышленные залежи геосинклинальных фосфоритов, позволившие выделить здесь целый фосфоритоносный бассейн (Зайцев, Ильин, 1970 а).

Верхнерифейско-среднекембрийские геосинклинальные структурно-формационные комплексы, как правило, залегают с размывом и несогласием на подстилающих рифейских отложениях. В свою очередь, они несогласно перекрываются, собственно, орогенной формацией ранних каледонид средне-верхнекембрийского (местами до ордовика включительно) возраста, представленной серо-зеленоцветной молассой, известной в Джидинской и Баян-Хонгорской зонах.

До недавнего времени считалось, что границы между всеми выделенными типами структурно-формационных зон ранних каледонид Монголии являются резкими и в современной структуре обычно совпадают с глубинными и региональными разломами. Однако более тщательный анализ существующего материала показывает, что это положение не всегда отвечает действительности и в ряде случае переход от одной зоны к другой совершается постепенно, хотя иногда и на сравнительно коротких расстояниях. Наглядным примером этого может служить постепенный переход Прихубсугульской преимущественно карбонатной зоны в Джидинскую – терригенно-карботано-вулканогенную и в Идэрскую – почти нацело вулканогенную.

Выделение верхнерифеско-кембрийских структурно-формационных зон в раннекаледонском блоке Северной Монголии имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение и, в частности, для выяснения генезиса и перспектив поисков некоторых осадочных руд, связанных с формированием этих структур, в первую очередь фосфоритов, бокситов, железа и марганца.

В ранних каледонидах широко распространены нижнепалеозойские (доорогенные) гранитоиды, представленные габбродиорит-плагиогранитной формацией, галька которых уже находится в составе базальных конгломератов упомянутой выше средне-верхнекембрийско-ордовикской молассы.

Для всех формационных зон ранних каледонид характерен общий мозаично-блоковый структурный рисунок, отражающий сложное сочетание разновеликих изометричных тектонических блоков с разнообразно дислоцированными в них породами, и линейных относительно узких шовных зон, сложенных, как правило, более интенсивно дислоцированными, часто зеленокаменными вулканитами с телами серпентинизированных гипербазитов.

Следует подчеркнуть большую роль разломов в формировании раннекаледонских и вообще каледонских структур Монголии, определяющих основные направления простирания складчатых поясов и структурно-формационных зон. При этом среди них преобладают два главнейших направления – северо-западное и северо-восточное, во многих местах образующие торцовые сочленения.

Именно начиная с раннекаледонского тектонического этапа, т.е. с эпохи верхнего рифея – кембрия и до конца палеозоя, на территории Монголии среди геосинклинальных формаций, слагающих складчатые структуры, отчетливо выделяются два рода зон. Зоны первого рода с преобладающим фемическим обликом слагающих их пород (основной вулканизм, большое количество гипербазитов и габбро, наличие "глубоководных" кремнистых пород и др.) относятся к эвгеосинклиналям и предположительно считается, что они развивались в областях с корой океанического типа. Такова Озерная структурно-формационная зона первого типа из выделенных выше четырех типов зон. К зонам второго рода относятся все остальные три типа структурно-формационных зон. По всем приведенным данным, они, очевидно, заложились и развивались на сформированной ранее континентальной коре.

Такое условное деление на геосинклинальные зоны первого и второго рода на тектонической карте Монголии проведено для всех фанерозойских структур домезозойского возраста. Однако необходимо подчеркнуть, что вопрос выделения зон с океанической корой в структурах материков, особенно таких, как структура Монголии, расположенных в центре Азии, в свете современных данных еще не может решаться однозначно. Материалы прошедшего в начале июня 1973 г. в Москве Международного симпозиума (Офиолиты..., 1973) показывают сложность и дискуссионность этого вопроса. Мы придерживаемся в настоящее время такой точки зрения, по которой выведение на поверхность больших масс пород офиолитового

комплекса в отдельных зонах связано, вероятно, с раздроблением и возможным раздвиганием сиалического основания и подъемом их по глубинным разломам.

Собственно, каледонские структуры в северном мегаблоке Монголии наиболее типичны только на западе страны – в Монгольском Алтае. Они сложены сильно дислоцированными мощными и однообразными песчано-сланцевыми толщами – аналогами известной горноалтайской серии позднего кембрия (?) Горного Алтая, из под которых кое-где в узких клиньях появляются зеленокаменные толщи с гипербазитами, по-видимому, одновозрастные с соответствующими породами Озерной зоны.

На востоке и юго-востоке Монгольского Алтая (Ачитнурский и Тонхильский прогибы) условный верхний кембрий с перерывом перекрывается ордовик-нижнесилурийскими песчано-алевролитовыми породами, в верхах с граптолитовыми сланцами; местами они включают эффузивы среднего и основного состава. Все эти геосинклинальные толщи испытали складчатость где-то в середине силура и образовали сложные субмеридиональные структуры, разделенные регионально выдержанными разломами на отдельные блоки.

Герцинские тектонические движения охватили всю территорию страны, – на что указывает не только распространение различных пород средне-верхнепалеозойского возраста и соответствующих им структур, но также очень широкое проявление гранитоидного магматизма. Однако наиболее полное развитие типично геосинклинальные герцинские комплексы и структуры получили на юге страны, где они объединены в субширотный Южно-Монгольский пояс герцинид. Отличительными чертами этого пояса являются следующие.

1. Почти полное отсутствие в его пределах выходов на поверхность комплексов пород древнего возраста. Последние известны только в восточной части пояса, где они представлены в основном терригенно-карбонатными и карбонатно-кремнисто-глинисто-сланцевыми образованиями верхнерифейско-кембрийского возраста. Они образуют в этой части герцинид ряд блоковых поднятий (Улан-Ульское, Тотошаньское). Структурное положение этих поднятий в зоне герцинид трактуется по-разному (от автохтона до аллохтона).

2. Широкое развитие типично эвгеосинклинальных комплексов силурийско-девонского возраста, включающих зеленокаменные вулканогенные образования спилит-диабазового состава, кремнисто-сланцевые и туфогенно-грауваккковые толщи, а также многочисленные тела гипербазитов и габбро.

3. Линейно-блоковый стиль дислокаций, сопровождаемый местами достоверно установленным развитием покровов и шарьяжей (хребты Дзолен, Северей), кое-где сопровождаемых серпентинитовым меланжем (хребты Гурбан-Сайхан, Северей).

По всем этим данным герцинские структуры юга Монголии существенно отличаются от герцинских структур центральной Монголии (например Хангайского и Хэнтэйского синклинориев), которые в отличие от первых являются наложенными и выполнены преимущественно терригенными формациями девона и карбона и соответственно названы были Л.П. Зоненшайном (1972) терригенными геосинклиналями, а А. Б. Дергуновым, Н. С. Зайцевым, А. А. Моссаковским и А. С. Перфильевым (1971) – моногеосинклиналями.

Существенно различаются эти два типа герцинских складчатых геосинклинальных структур и своим отношением к структурам фундамента, а также строением орогенных формаций, которые, несмотря на все различия герцинид юга и севера Монголии, начали формироваться и тут и там примерно в одно время – начиная с верхнего палеозоя (местами с намюра).

Широко распространенные герцинские орогенные интрузивные комплексы выходят далеко за пределы герцинских структур.

Приведенный краткий обзор позволяет сделать следующие выводы.

1. Геосинклинальные складчатые структуры Монголии в целом и в особенности если их рассматривать в связи с формированием структур Саяно-Алтайской области, Забайкалья и южного обрамления Сибирской платформы, за длительный отрезок времени их развития пространственно смещались в направлении с севера на юг: от более древних поясов складчатости к более поздним.

2. С течением времени происходило усложнение строения складчатых структур и, вероятно, верхней части земной коры в целом.

3. Происходило не только наращивание кристаллического древнего фундамента Сибирской платформы за счет причленения более молодых складчатых поясов, ее обрамляющих, но при формировании последних этот древний фундамент дробился и вовлекался в виде разновеликих глыб в складчатые структуры фанерозоя.

4. Сиалическая кора на территории Монголии сформировалась, вероятно, почти повсюду уже к началу раннекаледонской эпохи, хотя в последующие эпохи на ней закладывались геосинклинальные структуры различных типов.

Необходимо в заключение обратить внимание еще на одно весьма важное обстоятельство. Для Монголии чрезвычайно характерно широкое развитие и весьма длительное проявление гранитоидного магматизма. Последний охватывает здесь с определенными интервалами промежуток времени, начиная с рифея и кончая нижним мелом. Такого длительного развития гранитоидов в значительной степени в континентальных условиях, сосредоточенных в основном в северо-западных ее частях, примыкающих к Южно-Сибирскому гранитоидному поясу (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960; Зоненшайн, 1967), и северо-восточных частях, прилегающих к Забайкалью, — неизвестно ни в какой другой складчатой области земного шара.

Это обстоятельство весьма важно в теоретическом и практическом плане, так как хорошо известно, что с гранитоидами вообще и с мезозойскими в особенности, связаны главнейшие рудные полезные ископаемые Монголии. Однако удовлетворительного объяснения этому уникальному явлению пока еще не дано. Можно сделать лишь заключение, что значительная часть территории Монголии, вместе со смежными областями Советского Союза, принадлежит к особой зоне повышенной тектонической активности и магматической проницаемости, в которой длительное время происходило наращивание сиалического слоя земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системе Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, вып. 58.

Амантов В. А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений северо-западной Монголии. – В кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". М., Гостоптехиздат, 1963.

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П.С., Михайлов Э.В., Суетенко О.Д., Хасин Р.А. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых МНР. – В кн. "Геологические исследования Монгольской Народной Республики". М., "Недра", 1967.

Амантов В. А., Барзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р.А., Хурц Ч. Основные черты тектоники Монголии.– В кн. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Амантов В. А., Благонравов В. А., Борзаковский Ю. А., Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Филиппова И. Б., Хасин Р. А. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики. – В кн. "Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики". Труды совместной Советско-Монгольской научн.-исслед. геол. экспедиции. М., "Наука", 1970.

Беззубцев В. В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. – В. кн. "Материалы по геологии Монгольской Народной Республики". М., Гостоптехиздат, 1963.

Благонравов В. А., Зайцев Н. С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии. – Геотектоника, 1972, № 2.

Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д., Храпов А. А. Новые данные о докембрийских и нижнепалеозойских отложениях Восточной Гоби (МНР). – Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 3.

Бямба Ж. Венд и нижний кембрий Северной Монголии. – Сов. геология, 1970, № 8.

Бямба Ж., Рягузов Н. Т. О взаимоотношениях вендско-нижнекембрийских отложений различных структурно-фациальных зон Восточного Прихубсугулья (МНР). – Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 3.

Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. – В сб. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука", 1971.

Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской складчатой области. – В кн. "Идеи акад. В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие". М., Изд-во АН СССР, 1963.
Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. – В кн. "Складчатые области Евразии". М., "Наука", 1964.
Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (МНР). – Докл. АН СССР, 1970 а, т. 192, № 2.
Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба. Геотектоника, 1970б, № 5.
Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших типов гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. – В кн. "Каледонская орогения". М., Изд-во АН СССР, 1960.
Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения складчатых областей). – Геотектоника, 1967, № 6.
Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра", 1972.
Синицын В. М. Центральная Азия. М., Госгеографиздат, 1959.
Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. Б., Волочкович К.Л. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., "Наука", 1967.
Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.

В. Т. ГРИГОРОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ КАК ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Центральной зоной Восточной Монголии называется обширная территория в полосе около 200 км шириной, протянувшаяся в северо-восточном направлении вдоль осевой части структур Восточной Монголии (рис. 1).

Эта зона относится к области мезозойской тектоно-магматической активизации. В истории ее тектонического развития нами выделяется три этапа: первый – палео-

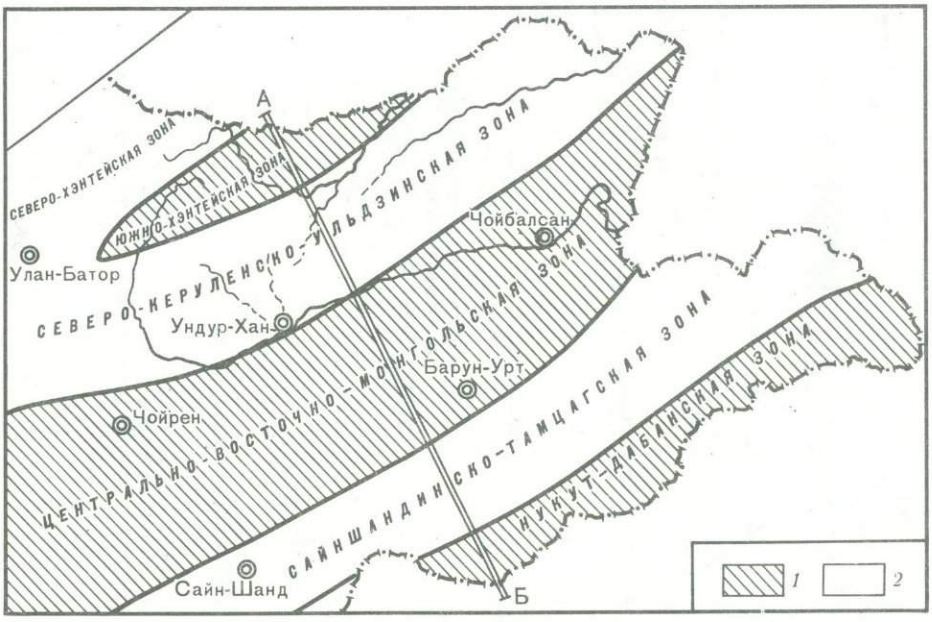
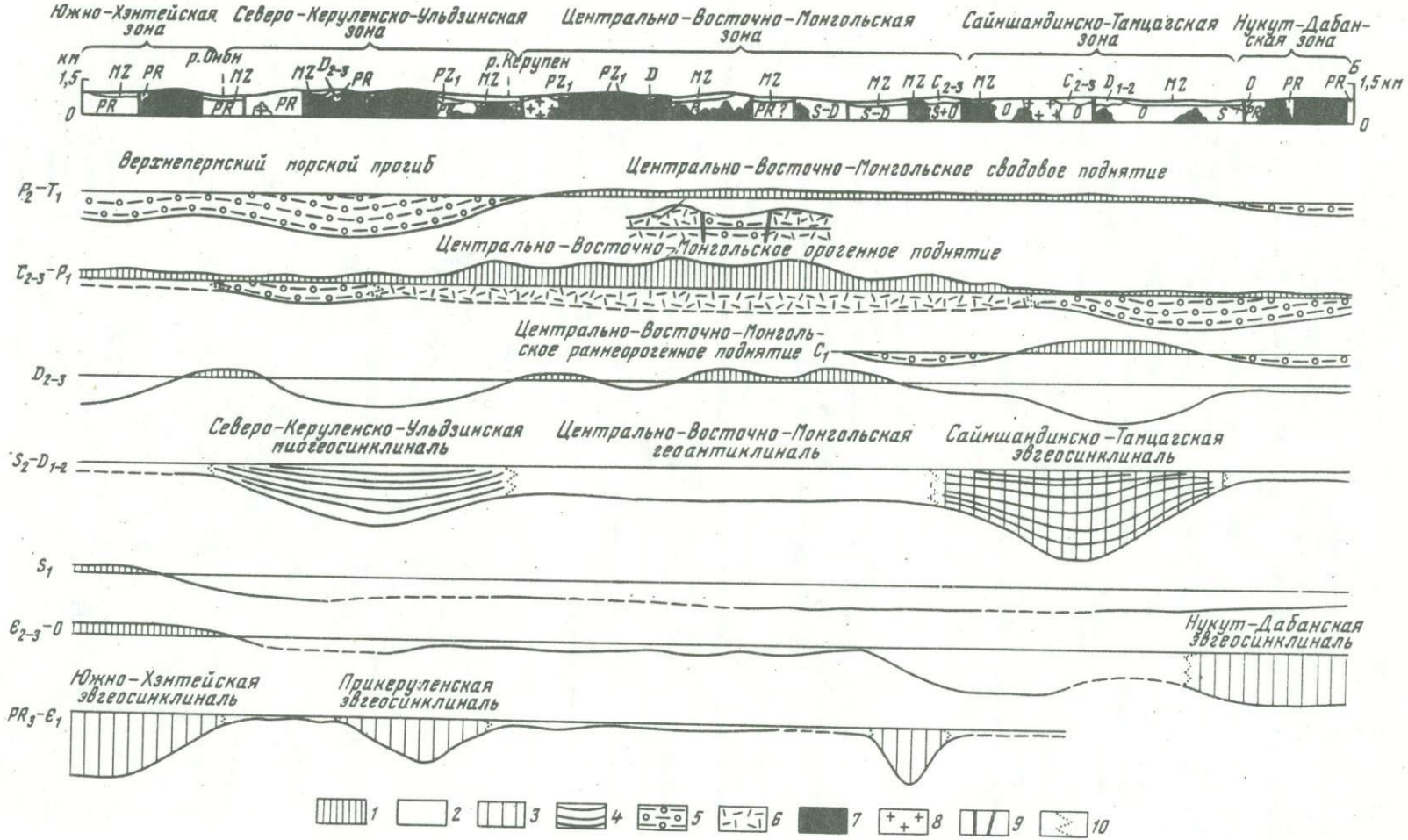


Рис. 1. Схема тектонического районирования домезозойского складчатого основания Восточной Монголии

1 – зоны, развивающиеся преимущественно как поднятия; *2* – зоны, развивающиеся преимущественно как прогибы: А–Б – линия геологического разреза (см. рис. 2)


Южно-Хэнтейская зона
Северо-Керуленско-Ульдзинская зона
Центрально-Восточно-Монгольская зона
Сайншандинско-Тамцагская зона
Нукут-Дабанская зона
км
1,5
0
р. Онон
р. Керулен
Б
1,5 км
0
Верхнепермский морской прогиб
Центрально-Восточно-Монгольское сводовое поднятие
Центрально-Восточно-Монгольское орогенное поднятие
Центрально-Восточно-Монгольское раннеорогенное поднятие
Северо-Керуленско-Ульдзинская миогеосинклиналь
Центрально-Восточно-Монгольская геоантиклиналь
Сайншандинско-Тамцагская эвгеосинклиналь
Нукут-Дабанская эвгеосинклиналь
Южно-Хэнтейская эвгеосинклиналь
Прикеруленская эвгеосинклиналь
P_2-T_1
$T_{2-3}-P_1$
D_{2-3}
S_2-D_{1-2}
S_1
$\epsilon_{2-3}-O$
$PR_3-\epsilon_1$
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

зойский геосинклинальный, второй – мезозойский (ранне-среднемезозойский) тектоно-магматической активизации и третий – позднемезозойско-кайнозойский молодой подвижной платформы. На каждом из этапов формировался свой специфичный структурный комплекс.

В геологической литературе палеозойский период развития Центральной зоны Восточной Монголии трактуется с двух принципиально разных позиций. Одна группа исследователей (Васильев и др., 1959; Бобров, 1965) относит описываемый район, как и всю территорию Восточной Монголии, к герцинской складчатой области; другая (Маринов, 1967; Амантов и др., 1968) считает его, как и большую северную часть территории Восточной Монголии, областью раннекаледонской складчатости, значительно переработанную герцинскими и мезозойскими движениями. Высказаны и компромиссные точки зрения, трактующие зону или как выступ каледонид в ядре герцинской антиклинальной зоны (Зоненшайн, 1967, 1968), или как длительно развивающееся поднятие на границе смежных с севера и с юга герцинских геосинклинальных систем (Коваленко и др., 1971).

По результатам проведенного нами структурно-фомационного анализа в районе выделена Центрально-Восточно-Монгольская структурно-фациальная зона, ограниченная с севера и юга соответственно Северо-Керуленско-Ульдзинской и Сайншандинско-Тамцагской зонами (см. рис. 1). Названные зоны в среднем – позднем палеозое принадлежали к трем разным тектоническим элементам герцинид: северная зона – к Хангай-Хэнтэйской миогеосинклинальной области, южная зона – к Южно-Монгольской эвгеосинклинальной области, а разделяющая их Центрально-Восточно-Монгольская зона – к унаследованно развивавшемуся геоантиклинальному поднятию (рис. 2).

В тектоническом развитии поднятия выделяется две стадии: геоантиклинальная стадия среднего палеозоя с накоплением в его пределах неритовых морских осадков и орогенная стадия позднего палеозоя с развитием типичных орогенных формаций. Стадия геоантиклинального поднятия, характеризующаяся накоплением мелководных морских отложений, синхронных по возрасту, но отличных в фациальном отношении от осадков смежных геосинклинальных прогибов (Зайцев и др., 1969; Филиппова, 1969; Амантов и др., 1970; Суетенко, 1970), продолжалась с позднего силура по средний – верхний девон включительно. Орогенная стадия развития Центральной зоны Восточной Монголии началась в начале среднего карбона и продолжалась в течение средне-верхнекарбонового и пермского времени, захватив частично начало триаса. В результате дифференцированных движений отдельных участков, происходивших на общем фоне воздымания, формировались терригенные и терригенно-вулканогенные (а по периферии – и угленосные) молассы с довольно широким проявлением аэрального (субсеквентного, по Г. Штилле) липарит-дацитового и базальт-андезит-липаритового вулканизма. В этот период имели место складчатые движения, происходило внедрение гранитоидных интрузий (Бобров, 1962).

Герцинские структуры в конце орогенной стадии развития (конец перми – начало триаса) подверглись значительной эрозии, и на месте горной страны, каким был регион в позднем палеозое, формировалась раннемезозойская денудационная поверхность выравнивания.

Таким образом, можно заключить, что Центральная зона Восточной Монголии в среднем палеозое развивалась как геоантикалинальное поднятие между двумя герцинскими геосинклинальными прогибами. Поднятие вступило в орогенное раз-

---

Рис. 2. Геологический разрез через Центральную зону Восточной Монголии и палеотектонические профили

1 – области суши; *2* – для палеотектонических профилей – области накопления неритовых отложений, для геологического разреза – морские осадки; *3* – области накопления эвгеосинклинальных отложений; *4* – области накопления осадков мутьевых потоков – частично некомпенсированные троги; *5* – области накопления морских и континентальных моласс; *6* – области накопления субаэральных вулканитов; *7* – позднегерцинские граниты; *8* – каледонские граниты; *9* – тектонические нарушения; *10* – границы фаций

витие в позднем палеозое и закончило это развитие в начале триаса, судя по времени формирования поверхности выравнивания.

Следующим этапом тектонического развития Центральной зоны явился мезозойский, точнее ранне-среднемезозойский этап тектоно-магматической активизации.

Взгляды на природу мезозойских тектонических движений в Центральной зоне Восточной Монголии основываются на современных представлениях о характере внегеосинклинального развития континентальной земной коры.

Мезозойские структуры отнесены здесь разными исследователями к различным типам: А.Х. Ивановым (Васильев и др., 1959) – к остаточно-геосинклинальному; В.А. Бобровым (1962, 1965) – к киммерийской складчатости и глыбовому тектогенезу; В.А. Амантовым, Ю.А. Борзаковским, Р.А. Хасиным и другими исследователями (Маринов, 1967; Амантов и др., 1968, 1970) – к области орогенной активизации.

По мнению М.С. Нагибиной (1967, 1970), Ю.В. Комарова и П.М. Хренова (1963, 1964), мезозойские тектонические движения Восточной Монголии имели особый характер, что требует выделения их в особую категорию континентальных тектонических движений – "ревивации" или "эпигонального развития".

В ранне-среднемезозойском этапе нами выделяются три стадии.

Первая охватывала период с позднего триаса по раннюю юру и характеризовалась значительными местными дифференцированными движениями на общем фоне медленного воздымания района. Это сопровождалось формированием локальных областей осадконакопления и проявлением пестрого вулканизма базальт-андезит-липаритовой и трахи-андезит-трахилипаритовой формаций.

Мощность накоплений вулканитов данной стадии достигает 1,5–2,5 км. Происходило накопление довольно мощных (до 800–100 м) терригенных и терригенно-вулканогенных молассоидных отложений. Вулканиты характеризуются палеотипным обликом и прорываются гранитами с абсолютным возрастом порядка 170 млн. лет.

Вторая стадия отвечает по времени средней–поздней юре. Она знаменовалась значительным усилением разрывной тектоники и исключительно широким проявлением аэрального вулканизма. Происходило образование мощных хорошо дифференцированных по составу толщ вулканитов. Сначала формировалась толща эффузивов основного–среднего состава базальт-андезитовой и трахибазальт-трахиандезитовой формации, затем накапливались значительные массы кислых вулканитов дацит-липаритовой и трахидацит-трахилипаритовой формаций. Эффузивы основного и среднего состава по облику кайнотипные и переходные от палеотипных к кайнотипным. Вулканиты кислого состава представлены всегда палеотипными разностями.

Мощность вулканитов достигает 1,5 км. Установлено синхронное вулканогенно-осадочным отложениям внедрение мелких комагматичных интрузий гранитоидов с абсолютным возрастом 140–160 млн. лет.

Третья, заключительная стадия, по времени отвечает поздней юре – раннему мелу. Характеризовалась она высокой вулканической активностью в начале и постепенным спадом ее к концу. Формировались кайнотипные по облику толщи основных, средних и кислых эффузивов; среди последних большую роль играют пирокласты. По петрохимической характеристике они близки к эффузивам второй стадии. Вулканическая деятельность закончилась вспышкой симатического вулканизма андезит-базальтового и базальтового состава, проявленного в эффузивной и интрузивной форме (потоки, силлы, дайки, лакколиты). К концу стадии район был вовлечен в обширную область осадко- и угленакопления. Известны субвулканические интрузии гранитного состава с абсолютным возрастом порядка 110 млн. лет. Мощность вулканитов достигает 3–4 км.

Интенсивная вулканическая деятельность в раннем–среднем мезозое обусловила формирование протяженного вулканического пояса. Проявился, хотя и в ограниченных масштабах, гранитоидный плутонизм. Известны многочисленные вулканы центрального типа.

С мезозойским магматизмом (в том числе и вулканизмом) устанавливается связь многих месторождений и проявлений редких и цветных металлов, золота, а также неметаллических полезных ископаемых – флюорита, перлита, кварцитов и других.

С верхнего мела начался третий этап тектонического развития Центральной зоны Восточной Монголии, этап молодой подвижной платформы. Этот этап знаменовался накоплением довольно мощных (до 1 км) терригенных платформенных отложений – песков, гравелитов, глин – в пределах отдельных пологих депрессий типа синеклиз при полном отсутствии вулканической деятельности и малой контрастности тектонических движений. В этот этап Центральная зона Восточной Монголии отвечала области пологого сводового поднятия, осложненного по периферии депрессиями.

Суммируя изложенное выше, можно заключить, что по амплитуде тектонических движений, магматизму и складчатости ранне-среднемезозойский этап тектонического развития резко отличался как от предшествовавшего геосинклинального, так и от последующего платформенного этапов развития исследованной области и должен рассматриваться как самостоятельный период континентального развития данного сегмента земной коры, относимого нами к категории структур тектоно-магматической активизации.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р. А., Хурц Ч. Основные черты тектоники Монголии. – В кн. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Амантов В. А., Благонравов В. А., Борзаковский Ю. А., Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Филиппова И. Б., Хасин Р. А. Основные черты стратиграфии палеозоя МНР. – В сб. "Стратиграфия и тектоника МНР". М., "Наука", 1970.

Бобров В. А. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. – В кн. "Материалы по гранитоидам Забайкалья". М., Госгеолтехиздат, 1962.

Бобров В. А. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии. – В сб. "Вопросы металлогении". Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М., "Недра", 1965.

Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л., Иванов А.Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Зайев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томур-Тогоо О., Лхасурен Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии. – Геотектоника, 1969, № 5.

Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к вопросу закономерности строения геосинклинальных областей). – Геотектоника, 1967, № 6.

Зоненшайн Л. П. Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со среднеевропейскими палеозоидами. – В кн. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Владыкин Н. В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу Ц., Горегляд А. В. Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., "Наука", 1971.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии. – Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. – В кн. "Складчатые области Евразии". М., "Наука", 1964.

Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., 1967.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. – Геотектоника, 1967, № 4.

Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. – Геотектоника, 1970, № 5.

Суетенко О. Д. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений юго-восточной Монголии. – В сб. "Стратиграфия и тектоника МНР". М., "Наука", 1970.

Филиппова И. Б. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия). – Геотектоника, 1969, № 9.

Л. М. ПАРФЕНОВ, В. А. ПОПЕКО

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМА ПАЛЕООКЕАНОВ

Докембрийские образования в пределах Урало-Монгольского пояса распространены весьма широко. Среди них устанавливаются как верхнедокембрийские комплексы (моложе 1600 млн. лет), так и более древние (древнее 1600 млн. лет). Изучение их позволяет уточнить представления о строении пояса и особенностях ранних этапов его развития.

Изучение докембрийских образований в выходах на дневную поверхность, данные буровых скважин, а также привлечение данных по нижнепалеозойской тектонике является основой для определения тектоники докембрия пояса на всей его площади.

В докембрийской структуре Урало-Монгольского пояса обособляются внешние и внутренняя (ортогеосинклинальная, эвгеосинклинальная) зоны.

Внешние зоны, располагающиеся в южном обрамлении Сибирской (Патомская, Енисейская и другие миогеосинклинали) и на востоке Русской (Уральская миогеосинклиналь) платформ, по своему пространственному положению и присущим им признакам занимают промежуточное положение между платформами и внутренней зоной, характеризующейся типичными проявлениями геосинклинальных свойств.

Внешние зоны Урало-Монгольского пояса всюду отделяются от его внутренней зоны длительно живущими глубинными разломами, которые по их значению в разграничении докембрийских структур выделяются как зоны Главного разлома.

Разломы этого типа лучше всего изучены в южном обрамлении Сибирской платформы. Главный разлом здесь включает Южно-Алданский разлом, Муйскую систему разломов Байкальской горной области, Главный разлом Восточного Саяна и Приенисейский разлом Енисейского кряжа. Аналогичный разлом может быть намечен также в восточном обрамлении Русской платформы (Журавлев и др., 1965). Зоны Главного разлома отделяют платформы вместе с их погруженными краями и миогеосинклинальными накоплениями верхнего и местами (Патомская, Енисейская миогеосинклинали) среднего докембрия от внутренней (ортогеосинклинальной) зоны пояса, характеризующейся иным строением всего или почти всего, за исключением, может быть, алданийских образований (древнее 3000–3500 млн. лет), разреза докембрия.

В южном обрамлении Сибирской платформы устанавливается, что Главный разлом в виде ступенчатых сбросов или флексуры существовал уже в период накопления толщ станового комплекса и его аналогов (Косыгин и др., 1964; Замараев, 1967). Зона Главного разлома характеризуется высокой магматической активностью, особенно интенсивной в среднем и позднем докембрии, раннем и среднем палеозое, которая на отдельных отрезках разлома сохранилась вплоть до кайнозоя. Магматические образования зоны Главного разлома представлены комплексами основного и ультраосновного состава преимущественно средне- и верхнедокембрийского возраста, а также гранитоидами различного типа и щелочными породами.

С зоной Главного разлома под различными углами сопрягаются сопровождающие его разломы, которые прослеживаются на сотни километров в пределах структур ограничения платформы. По сравнению с зоной Главного разлома эти разломы характеризуются меньшей глубиной заложения и являются более молодыми. С ними связаны преимущественно магматические проявления кислого состава в виде поясов гранитоидов (Бирюсинский, Татарский разломы) или вулканических поясов (Северо-Байкальская система разломов), отмечаются породы основного состава (Точерский разлом), гипербазиты практически отсутствуют. Некоторые из этих разломов возникли в начале среднего докембрия, т.е. около 2500 млн. лет назад, например Бирюсинский, Точерский и Савинский разломы Восточного Саяна, ограничивающие среднедокембрийские грабены. Позднее были заложены Северо-Бай-

кальская система разломов и разломы Улканского грабена, с развитием которых связано формирование вулканических поясов с возрастом 1900–1600 млн. лет.

Движения по разломам носили сложный характер. Устанавливаются сбросовые надвиговые и сдвиговые перемещения, которые имели место как в докембрии, так и в фанерозое.

Области сопряжения внешних и внутренней (ортогеосинклинальных) зон Урало-Монгольского пояса отмечаются повышенными давлениями метаморфизма. Для внутренних прогибов миогеосинклиналей, примыкающих к ортогеосинклинальным областям, характерны зональные метаморфические комплексы дистен-силлиманитового типа – Урал, Патомская миогеосинклиналь (Добрецов и др., 1971; Великославинский и др.,1971). Зональные метаморфические комплексы с признаками повышенных давлений вблизи зон Главного разлома местами устанавливаются в периферических районах ортогеосинклинальных областей – Восточный Саян, юг Алданского щита, Урал (Парфенов, Хлестов, 1966; Кратц, Глебовицкий, 1973).

Внутренняя (ортогеосинклиналь) зона Урало-Монгольского пояса занимает большую (около 90%) его площадь. В ее пределах выделяются ряд геосинклинальных систем и областей, характеризующихся определенным структурным планом и составом верхнедокембрийских образований: Алтае-Саянская область, Байкальская, Монголо-Охотская, Тектурмасско-Ементауская, Северо-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская и Уральская геосинклинальные системы. Геосинклинальные системы, как правило, разделены крупными блоками нижнего–среднего докембрия (Кокчетавско-Муюнкумское, Северо-Монгольское поднятия, Балхашский массив и др.).

Во внутренней зоне пояса отчетливо обособляются талассогеосинклинали. К ним относятся Тектурмасско-Ементауская и Монголо-Охотская системы, занимающие центральное положение во внутренней зоне пояса, а также Уральская и Южно-Тяньшаньская системы.

Талассогеосинклинали характеризуются грауваккo-сланцевыми и кремнисто-сланцевыми осадочными толщами верхнего докембрия, которые, по-видимому, являются глубоководными.

Ассоциирующие с ними вулканические породы представлены преимущественно диабазами, спилитами, слабо измененными базальтами, которые характеризуются широким площадным распространением. Среди них резко преобладают лавы. Туфы, если они встречаются, являются грубообломочными, пепловые туфы практически отсутствуют. Характерны афировые и миндалекаменные разновидности. Отмеченные особенности вулканических пород свидетельствуют о малой глубине формирования исходных магматических расплавов, их перегретом состоянии, относительно высокой газонасыщенности и глубоководных (по крайней мере более 2000 м) условиях излияний. Как было показано А. Ритманом (1964), на глубинах более 2000 м давление паров воды магматических расплавов компенсируется давлением столба воды. В этих условиях происходит спокойное излияние лавы на дно моря.

По содержанию SiO_2 наиболее широко распространенные вулканические породы рассматриваемых геосинклинальных систем соответствуют базальтам (SiO_2 = 48–52%), лишь единичные химические анализы указывают на присутствие андезито-базальтов.

Вулканические породы кислого состава (кератофиры, альбитофиры) распространены крайне незначительно. Они образуют отдельные потоки мощностью до нескольких метров в наиболее мощных вулканических толщах.

По петрохимическим особенностям большинство базальтов сходно с океаническими толеитами (рис. 1). Это сходство выражается в низких содержаниях щелочных окислов, при резком преобладании Na_2O над K_2O, средних уровнях содержания TiO_2 и Al_2O_3, $(Fe_2O_3 + 0{,}9\ FeO) \geqslant CaO > MgO$.

Наряду с толеитовыми базальтами во всех районах отмечаются базальты с повышенными содержаниями щелочей. При этом такие базальты Уральской и Тектурмасско-Ементауской геосинклинальных систем по содержаниям CaO, MgO и ΣFeO не отличаются от толеитовых базальтов и, возможно, являются их дифференциатами.

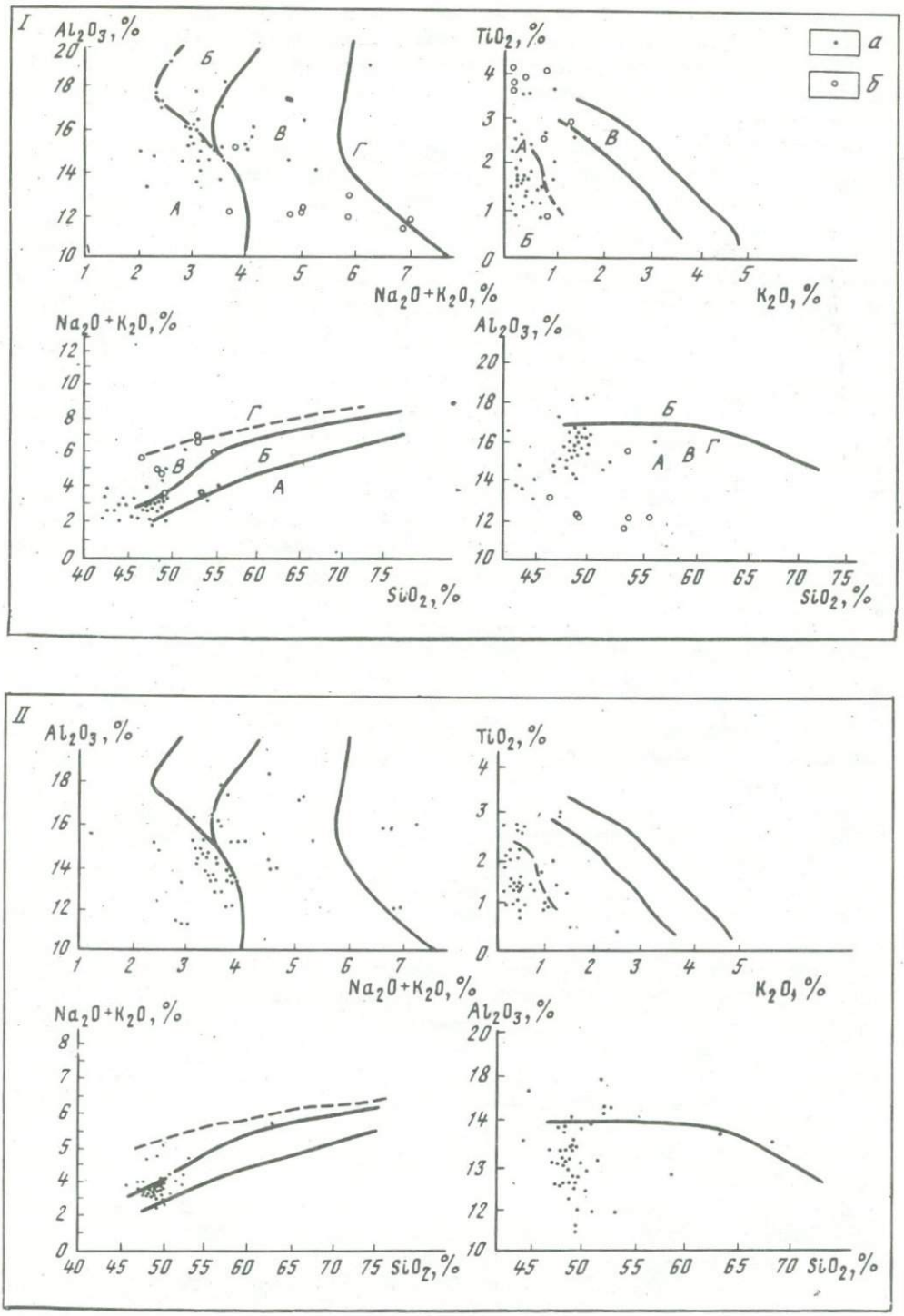
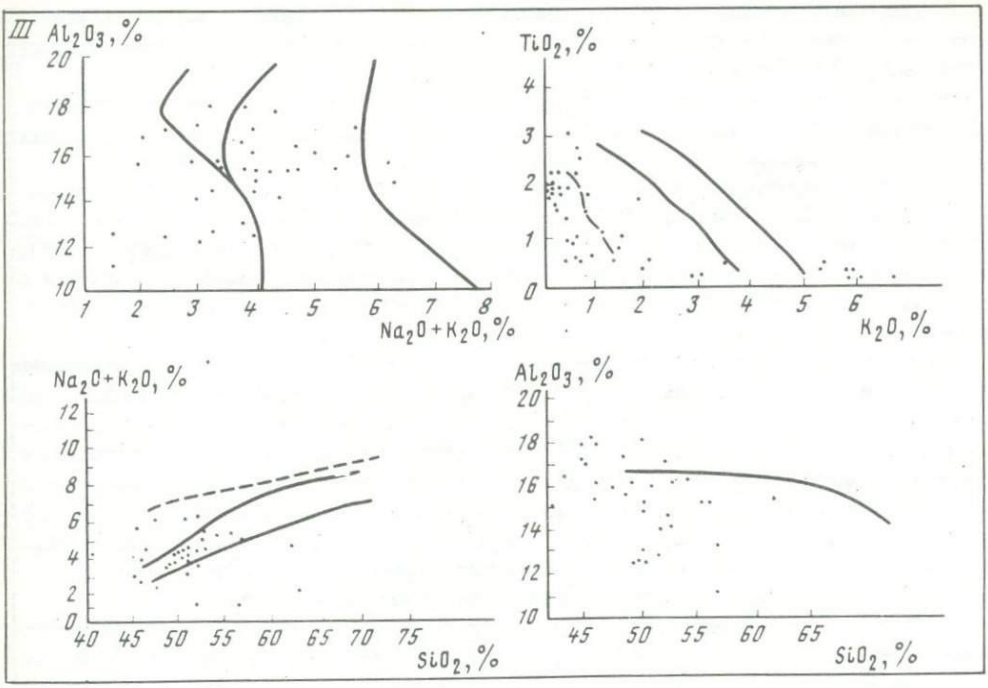


Рис. 1. Вариационные диаграммы вулканических пород

I – Монголо-Охотская геосинклинальная система (по данным В. А. Попеко): *а* – вулканиты кулиндинской и низов ононской свит, *б* – вулканиты верхов ононской свиты; *II* – Тектурмасско-Ерементауская система (Антонюк, 1972); *III* – север Уральской геосинклинальной системы. Границы между главными ассоциациями вулканических пород (Куно, 1964; Грин, Рингвуд, 1970; Экиньян и др., 1972; и др.): сплошные линии – установленные и принятые, пунктирные – устанавливаемые нестрого. *А* – толеитовые базальты; *Б* – высокоглиноземистые (известково-щелочные) ассоциации; *В* – щелочные оливиновые базальты; *Г* – трахитоидные ассоциации



В Монголо-Охотской геосинклинальной системе устанавливаются аналоги щелочных оливиновых базальтов. Они характеризуются высокими содержаниями щелочей, TiO_2, $(Fe_2O_3 + 0{,}9\ FeO) \geqslant CaO \geqslant MgO$. Эти базальты,в отличие от более широко распространенных здесь толеитовых базальтов, имеющих площадное размещение, слагают отдельные разобщенные покровы и группы покровов изометричной или овальной в плане формы, местами вытягивающиеся в виде цепочек на расстояние до 10 км. Они приурочены к верхам разреза верхнего докембрия (верхи ононской свиты) и обычно ассоциируют с карбонатными породами.

В западных районах Алтае-Саянской области, в пределах Горного Алтая и смежных районов Салаира и юга Кузнецкого Алатау, вулканиты верхнего докембрия, как и в рассмотренных выше районах, представлены преимущественно породами основного состава, которые по содержанию SiO_2 отвечают базальтам, реже андезито-базальтам (Белоусов и др., 1969). Среди них описываются диабазы, спилиты. Кислые разновидности (альбитофиры, микрогранофиры и микропорфиры) отмечаются только в обломках среди терригенных пород. Обращает внимание, что наряду с афировыми разностями здесь постоянно отмечаются породы с порфировыми вкрапленниками (до 30%). Характерны миндалекаменные структуры базальтов. Среди осадочных и вулканических пород указываются прослои туфов базальтового состава.

Вулканиты здесь ассоциируют с карбонатными породами, а также с конгломератами, гравелитами, граувакками и яшмами. Предполагается, что вулканиты не имеют широкого площадного распространения, а приурочены к подводным поднятиям типа вулканических геоантиклиналей и при удалении от них сменяются по латерали глубоководными тонкообломочными породами и сланцами (Волков, 1966).

Вулканиты западных районов Алтае-Саянской области охарактеризованы большим (около 100) количеством химических анализов (рис. 2, I). По особенностям химизма среди них резко преобладают аналоги щелочных оливиновых базальтов, отличающиеся несколько пониженными содержаниями K_2O (среднее содержание около 1,0%). Присутствуют также высокоглиноземистые базальты, напоминающие вулканиты современных островных дуг, и базальты толеитового типа.

Представляется, что западные районы Алтае-Саянской области также следует рассматривать в качестве позднедокембрийских талассогеосинклиналей.

К талассогеосинклиналям приурочены глаукофансланцевые комплексы, имеющие позднедокембрийский и местами, возможно, раннепалеозойский возраст (Лепезин, 1972; Добрецов, 1973).

Мощность толщ верхнего докембрия талассогеосинклиналей точно не установлена в связи с их интенсивной дислоцированностью. Наиболее древние из известных здесь радиометрических датировок, как правило, не превышают 1000 млн.лет.

Доверхнедокембрийские комплексы фундамента талассогеосинклиналей, известные на Урале (Добрецов и др., 1971), Южном Тянь-Шане (Ким и др., 1972; Бакиров, Добрецов, 1972) и Казахстане (Антонюк, 1972; Добрецов, Пономарева, 1969), представлены преимущественно породами основного и ультраосновного состава с отчетливыми признаками высоких давлений: амфиболитами, эклогитами, жадеититами и серпентинитами.

Байкальская система и Алтае-Саянская область (в восточных и центральных своих районах), примыкающие к внешней зоне пояса, а также Северо-Тяньшаньская система, примыкающая к Муюнкумскому массиву, характеризуются многокилометровыми (до 7000–10 000 м) карбонатно-терригенными и карбонатными рядами осадочных формаций. Слагающие их отложения часто несут отчетливые следы мелководности. Разрезы верхнего докембрия здесь весьма полные и включают верхнерифейские, среднерифейские и, вероятно, нижнерифейские образования, как это устанавливается на основании изучения строматолитов и микрофитолитов. Вулканические породы характеризуются значительным разнообразием.

В центральных районах Алтае-Саянской области вулканические породы верхнего докембрия, которые не отделяются в настоящее время от нижнедокембрийских вулканитов, протягиваются вдоль северного и южного склонов Западно-Саянской геосинклинали. По сравнению с западными районами области наряду с базальтами здесь более широко распространены андезито-базальты, а на северном склоне Западного Саяна существенное значение в составе вулканических толщ приобретают кератофиры, которые по содержанию SiO_2 соответствуют андезитам, дацитам и липаритам (Кембрийская тектоника..., 1970; Велинский, 1968; Смышляев, 1965). Главные петрохимические характеристики этих пород в целом соответствуют известково-щелочным ассоциациям современных островных дуг и вулканических поясов окраин Тихого океана.

На востоке Тувы в составе верхнедокембрийской харальской свиты вулканиты среднего и кислого состава уже преобладают над основными вулканитами (Черненко, Гузман, 1971).

На крайнем востоке Алтае-Саянской области, в юго-восточной части Восточного Саяна, вулканические породы, распространенные среди зеленых сланцев окинской свиты, по химическому составу соответствуют преимущественно андезитам, дацитам и липаритам известково-щелочного ряда (см. рис. 2, II).

Устанавливаемое общее раскисление вулканитов верхнего докембрия по направлению к Сибирской платформе характерно только для южной половины Алтае-Саянской области. В северной ее части, в северо-западных районах Восточного Саяна вновь преимущественно распространены породы основного состава. По данным А. Д. Шелковникова (1965), в составе кувайской серии верхнего докембрия здесь преобладают породы основного состава, представленные спилитами и диабазами. По химическому составу они близки толеитам, но отличаются от них высокими содержаниями магния и преобладанием MgO над FeO. Эти вулканиты, по-видимому, протягиваются в северном направлении в приенисейскую часть Енисейского кряжа, где установлена мощная толща базальтов, характеризующихся низкими содержаниями K_2O (0,27%) при небольшой сумме щелочей (2,05%) и также богатых магнием (Белянкина, Долгинов, 1964).

Среди вулканических пород, залегающих среди карбонатных отложений верхнего докембрия Минусинского блока, наряду с лейкократовыми базальтами отмечаются трахибазальты–трахиандезиты и более кислые вулканические породы с калинатровыми полевыми шпатами и кварцем (Белоусов, Довгаль, 1972).

Вулканические породы верхнего докембрия Байкальской геосинклинальной системы, по-видимому, сходны с одновозрастными им вулканитами юго-восточных

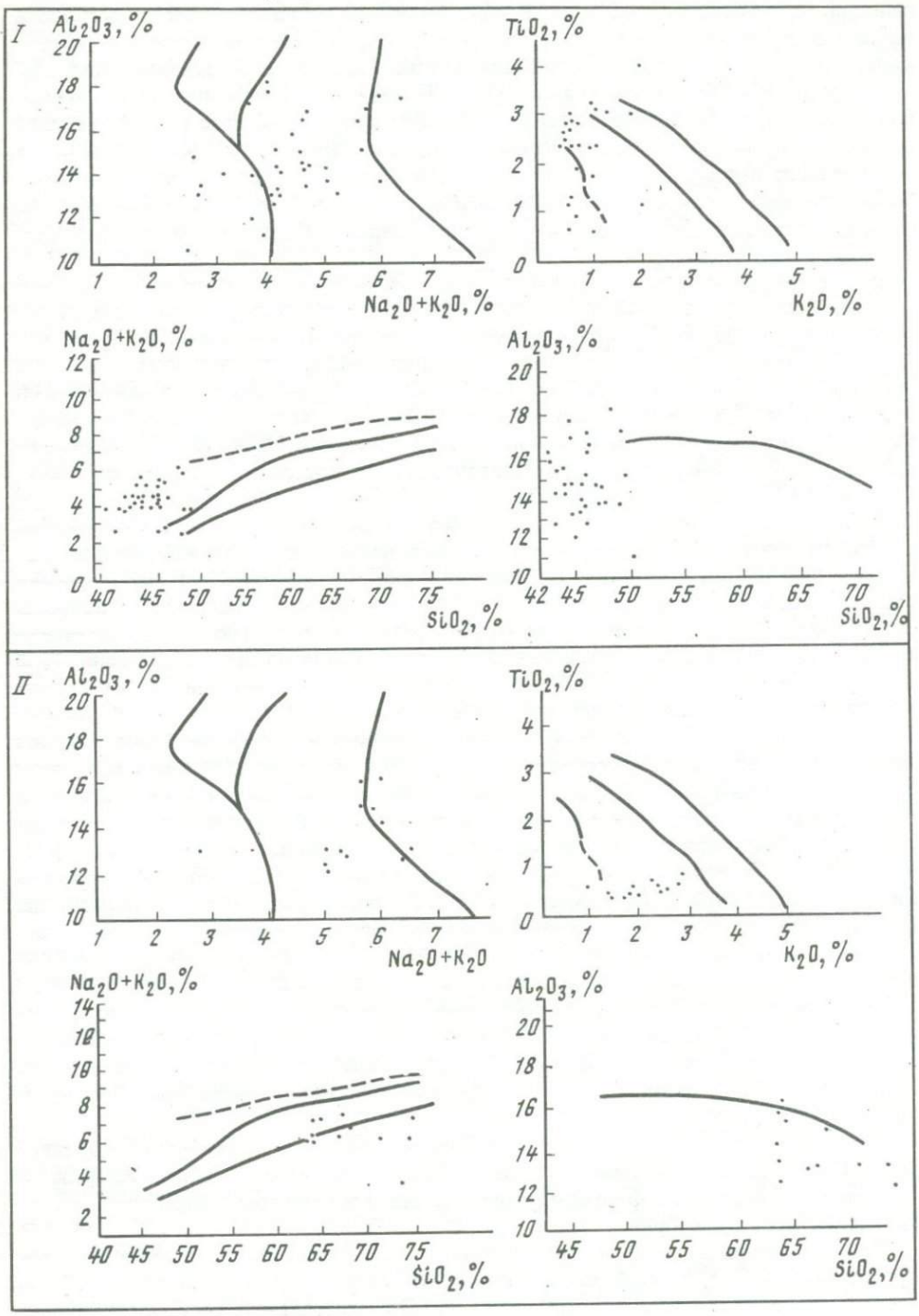


Рис. 2. Вариационные диаграммы вулканических пород

I – западных районов Алтае-Саянской области (Белоусов и др., 1969); *II* – окинской свиты юго-восточной части Восточного Саяна (по данным Ю. М. Миллера)

Условные обозначения см. рис. 1

районов Алтае-Саянской области. К сожалению, мы не располагаем химическими анализами вулканических пород верхнего докембрия Байкало-Витимской геосинклинальной системы. Среди них описываются базальты, диабазы, спилиты, андезиты, кератофиры и альбитофиры (Салоп, 1964; Павловский, Беличенко, 1963; Жалсабон и др., 1969). Во многих разрезах отмечается преобладающее распространение средних и кислых пород. На основании петрографических характеристик вулканиты этой области относятся к известково-щелочной серии. Обращает внимание, что и более древние образования Байкальской системы, представленные муйской серией, характеризуются широким распространением средних и кислых вулканитов.

Верхнедокембрийские образования, устанавливаемые на нижне-среднедокембрийских глыбах внутренней зоны Урало-Монгольского пояса, представлены олигомиктовыми, существенно кварцевыми песчаниками и карбонатными породами. Мощность этих комплексов значительно меньше мощности синхронных им толщ, обрамляющих глыбы геосинклинальных систем. Характерными образованиями верхнего докембрия глыб являются толщи вулканитов, которые наиболее изучены в пределах древних глыб Средней Азии (свита Большого Нарына) и Центрального Казахстана (на Кокчетавском и Прибалхашском массивах) (Тащинина, 1951; Трусова, 1967; Белькова и др., 1969).

Вулканические породы представлены липаритами, которые обычно преобладают, а также дацитами и андезитами, отмечаются андезито-базальты. Характерно широкое распространение витро- и литокластических туфов, агломератов, туфолав и игнимбритов, которые местами представляют до 30–50% объема вулканических пород. В петрохимическом отношении рассматриваемые вулканиты соответствуют трахитоидной ассоциации с ярко выраженной калиевой специализацией. Содержания K_2O в них составляют от 3,5 до 8,0%. По особенностям химизма они близки нижнеюрским вулканитам цаганхунтейской серии Забайкалья.

Урало-Монгольский пояс является весьма древним и существовал уже в период накопления толщ станового комплекса и его аналогов (около 2500–3000 млн. лет). Это вывод основывается на данных о широком распространении в пределах пояса геосинклинального типа комплексов данного возраста. В прошлом эти комплексы были известны преимущественно на юге Сибири (Становой хребет, Прибайкалье, Хамар-Дабан, Восточный Саян), где наблюдаются их резко дискордантные соотношения со структурами фундамента Сибирской платформы, которые образованы преимущественно алданийскими комплексами. В настоящее время они устанавливаются на юго-западном Памире (Хорева, Мурина, 1968), в основании разреза ряда древних глыб Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня (Киселев, Королев, 1972). Большая часть рассматриваемых комплексов возникла за счет метаморфизма песчано-глинистых отложений. В настоящее время они представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами, часто с дистеном, силлиманитом, гранатом и телами эклогитов, при подчиненном распространении амфиболитов и карбонатных пород.

Более молодые комплексы, датируемые средним докембрием (древнее 1600–1700 млн. лет), внутренней зоны Урало-Монгольского пояса отличаются большим разнообразием формационного состава и во многом сходны с образованиями верхнего докембрия.

При сравнении докембрийской тектоники Урало-Монгольского пояса и современных океанов на первый план выступают отчетливые черты их различия, прежде всего в палеогеографическом отношении. Резкая изменчивость состава отложений, которая отчетливо устанавливается для верхнего докембрия Урало-Монгольского пояса, широкое распространение в центральных районах пояса заведомо мелководных, часто субаэральных накоплений не согласуются с существующими данными об осадках современных океанов. Проведению аналогий между современными океанами и ранними этапами развития пояса противоречат, на первый взгляд, также данные о широком распространении во внутренней зоне пояса крупных сиалических глыб нижне-среднедокембрийского возраста, наличие здесь мощных верхнедокембрийских толщ кислых вулканитов..

Вместе с тем представляется, что было бы преждевременным, основываясь на этих данных, делать заключение о принципиальном отличии внутриконтинентальных поясов на ранних этапах их развития от современных океанов. Необходимо учитывать два обстоятельства. Во-первых, мы не знаем и не в состоянии оценить величину сокращения геосинклинальных прогибов при складчатости, в особенности это относится к талассогеосинклинальным зонам пояса, которые здесь широко распространены и являются его неотъемлемой частью. Вполне может оказаться, что на ранних этапах развития пояса эти зоны были намного шире, чем в настоящее время, и суммарная их площадь значительно превосходила площадь, занятую сиалическими глыбами. Во-вторых, изучение геологического строения дна океанов по существу лишь только начинается. Тем не менее уже имеющиеся данные свидетельствуют о значительной гетерогенности коры и верхней мантии океанов. И. В. Лучицкий (1973) показал, что вопреки сложившимся представлениям в океанах широко распространены породы кислого состава, и их появление местами невозможно объяснить процессами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Их наличие может указывать на присутствие среди океанов погруженных сиалических блоков.

Наряду с признаками, которые, возможно, отличают позднедокембрийский Урало-Монгольский пояс от современных океанов, существуют несомненные элементы сходства в их строении.

Во внутренней зоне пояса устанавливается широкое распространение талассогеосинклиналей, которые характеризуются теми же наборами пород, что и океаны.

Примечательной является общая закономерность в распространении ассоциаций вулканических пород верхнего докембрия, сходная с зональностью размещения кайнозойских вулканических пород Тихого океана и его обрамления (Горшков, 1969; Miyashiro, 1972). Во внутренней зоне пояса устанавливается смена недифференцированных толеитовых базальтов по направлению к периферии пояса дифференцированными известково-щелочными ассоциациями. В пределах миогеосинклиналей вулканиты представлены широким набором пород, от базальтов до липаритов, которые образуют как непрерывные (Енисейская миогеосинклиналь), так и контрастные (Уральская миогеосинклиналь) ассоциации (Ковригина, Ковригин, 1967; Домарев, Кочкин, 1967). Породы кислого и среднего состава характеризуются повышенной щелочностью (7–10%), с ярко выраженной калиевой специализацией, низкими содержаниями CaO и высокими – TiO_2. Повышенная щелочность характерна также для основных пород (около 4,0–4,5%) при сохранении пониженных содержаний CaO. Основные породы отличаются повышенной железистостью и магнезиальностью, при этом $(Fe_2O_3 + 0{,}9\ FeO) \gg CaO \geqslant MgO$.

По своим петрохимическим особенностям вулканические породы миогеосинклиналей близки ассоциациям щелочных оливиновых базальтов, которые устанавливаются во внешних зонах обрамления Тихого океана и сменяют толеитовые и известково-щелочные ассоциации при движении от океана к континенту. Вместе с тем миогеосинклинальные вулканиты отличаются существенной ролью в разрезе пород кислого состава калиевой специализации, которые не характерны для приокеанических ассоциаций.

Позднедокембрийские миогеосинклинали могут рассматриваться в качестве аналогов зон накопления мощных толщ осадков мезо-кайнозойского возраста на шельфе и континентальном склоне.

Зоны Главного разлома по своему значению, которое они имеют в разграничении докембрийских структур Урало-Монгольского пояса и обрамляющих его платформ, и характеризующим их признакам могут рассматриваться в качестве аналогов зон Беньофа, которые отделяют ложе Тихого океана от континентов в широком смысле, вместе с их погруженными краями. При этом выступает отчетливая аналогия между зонами разломов, сопровождающих Главный разлом, и вулканическими поясами (типа Охотско-Чукотского, Западно- и Восточно-Сихотэалиньского вулканических поясов). Сопровождающие разломы располагаются в пределах внешней зоны геосинклинального пояса и характеризуются, как и вулканические пояса обрамления Тихого океана, приуроченностью к ним больших масс гранитоидов (Бирюсин-

ский разлом) и вулканитов среднего и кислого состава (Северо-Байкальская система разломов).

Основным механизмом формирования докембрийских структур пояса, возможно, является раздвижение сиалических блоков с образованием талассогеосинклиналей и других линейных геосинклинальных прогибов (Волков, Парфенов, 1970). Можно предполагать, что этот процесс с перерывами продолжался в течение всего времени существования геосинклинального режима в пределах Урало-Монгольского пояса.

Байкальская складчатость, проявившаяся около 800–900 млн. лет назад преимущественно вдоль обрамления платформ, примерно совпадает с временем формирования талассогеосинклиналей и проявлениями траппового вулканизма на Сибирской и Русской платформах.

ЛИТЕРАТУРА

Антонюк Р. М. Об океанической природе фундамента эвгеосинклинальной зоны каледонид Центрального Казахстана. –В кн. "Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР". Тезисы докладов. М., "Наука", 1972.

Бакиров А., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, 1972.

Белоусов А. Ф., Довгаль В. Н. История развития субщелочного и щелочного магматизма Кузнецкого Алатау. – Геология и геофизика, 1972, № 4.

Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., "Наука", 1969.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Тащилов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., "Недра", 1969.

Белянкина М. Н., Долгинов Е. Н. К вопросу о структурно-фациальной зональности рифейских отложений в заангарской части Енисейского кряжа. – В сб. "Вопросы геологии Красноярского кряжа". М., Изд-во МГУ, 1964.

Великославинский Д. А., Мануйлова М.М., Ревякин Л. В., Соколов Ю. М., Шалек Е. А. Метаморфические пояса Байкальской горной области. – В кн. "Метаморфические пояса СССР". Л., "Наука", 1971.

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, 1968.

Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий – ранний палеозой). Новосибирск, 1966.

Волков В. В., Парфенов Л. М. Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области. – Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 129.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм. – В кн. "Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований". Л., "Недра", 1970.

Горшков Г. С. Особенности вулканизма в главных структурных зонах Земли (океаны, океанические хребты, вулканические дуги, континенты). – В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука", 1969.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, 1973.

Добрецов Н. Л., Кейльман Г. А., Минкин Л. М., Молдаванцев Ю. Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала. – В кн. "Метаморфические пояса СССР". Л., "Наука", 1971.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали. – Геология и геофизика, 1969, № 3.

Домарев В. С., Кочкин Г. Б. Кварцевые порфиты и порфириты района верховий р. Вороговки (Енисейский кряж). – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, т. 112.

Жалсабон Д. Ж., Лямина Н. А. и др. Магматические формации Западного Забайкалья. – В сб. "Геология и металлогения Забайкалья". Улан-Удэ, 1969.

Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.

Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. – Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 123.

Ким О. И., Мушкин И. В., Суздальский А. Л., Старцев О. А., Корсаков В. С. Главные типы и фации регионального метаморфизма Кызылкумско-Нуратинского региона. – В кн. "Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма", т. 1. Новосибирск, 1972.

Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе. 1972.

Ковригина Е. К., Ковригин Ф. П. Магматические породы северо-западной части Енисейского кряжа. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, т. 112.

Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Волонтэй Г. М., Вотах О. А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.

Кратц К. О., Глебовицкий В. А. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. – В кн. "Тектоника фендамента древних платформ". М., "Наука", 1973.

Куно Х. Серии изверженных пород. – В сб. "Химия земной коры", т. II. М., "Наука", 1964.

Лепезин Г. Г. Принципы составления карты и особенности метаморфизма Алтае-Саянской складчатой области (по материалам карты метаморфических фаций). – В кн. "Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма", т. 1. Новосибирск, 1972.

Лучицкий И. В. О кислых магматических породах океанов. – Геотектоника, 1973, № 5.

Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Западное и Восточное Прибайкалье.– В кн. "Стратиграфия СССР. Верхний докембрий". М., Гостеолтехиздат, 1963.

Парфенов Л. М., Хлестов В. В. Распространение фаций регионального метаморфизма в докембрийских структурах Восточного Саяна. – Геология и геофизика, 1966, № 3.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., "Недра", 1964.

Смышляев В. Н. Спилито-кератофировая формация северного склона Западного Саяна. – В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1965.

Тащинина М. В. Изверженные породы Бородайтау и Кулантау. Алма-Ата, 1951.

Трусова И. Ф. Кокчетавский массив. – В кн. "Петрография Центрального Казахстана", т. 1. М., "Недра", 1967.

Хорева Б. Я., Мурина Г. А. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей. МГК. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а. М., "Наука", 1968.

Черненко Ю. Я., Гузман А. Г. Досалаирские вулканогенные и вулканогенно-интрузивные формации. – В сб. "Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области". Новосибирск, 1971.

Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна. – В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области". М., "Наука", 1965.

Экиньян Р., Буго А., Пото Ж., Оливье Ж. Л., Тонон П. Геохимическая характеристика океанических пород Атлантического и Тихого океанов. I Междунар. геохимич. конгресс. Магматические процессы, т. I. М., "Мир", 1972.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. – Amer. J. Sci., 1972. v 272. N 7.

К. А. КЛИТИН

ПРОБЛЕМА "ФУНДАМЕНТА" БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Среди сибирских байкалид выделяются три крупные складчатые системы или ветви, окаймляющие, а местами и расчленяющие архейские массивы Сибирской платформы (рис. 1). К западной ветви байкалид относится сложная складчатая система Восточного Саяна, а также широкая полоса докембрийских структур вдоль р. Енисей, скрытая на большом протяжении под палеозойским чехлом Сибирской платформы и мезо-кайнозойским – Западно-Сибирской плиты. Выходы этой полосы на поверхность прослеживаются в районе Енисейского кряжа, Туруханского поднятия и в Игарском районе.

К восточной, или, собственно, Байкальской ветви, относится Байкальская складчатая область, глубоко вклинивающаяся внутрь Сибирской платформы и отделяющая Анабаро-Ангарский массив, скрытый под платформенным чехлом, от Алданского щита. Ее продолжение на северо-восток наблюдается под Вилюйской синеклизой в виде системы грабенообразных впадин, устанавливаемых по геофизическим данным.

Рифейская (верхнепротерозойская, по Е. В. Павловскому) геосинклиналь Байкальской складчатой области, как ранее подчеркнул Е. В. Павловский (1960), унаследовала свои очертания и общий структурный рисунок от нижнепротерозойской. Краевые структурные швы окраин области одновременно являлись и естественными границами рифейской геосинклинали.

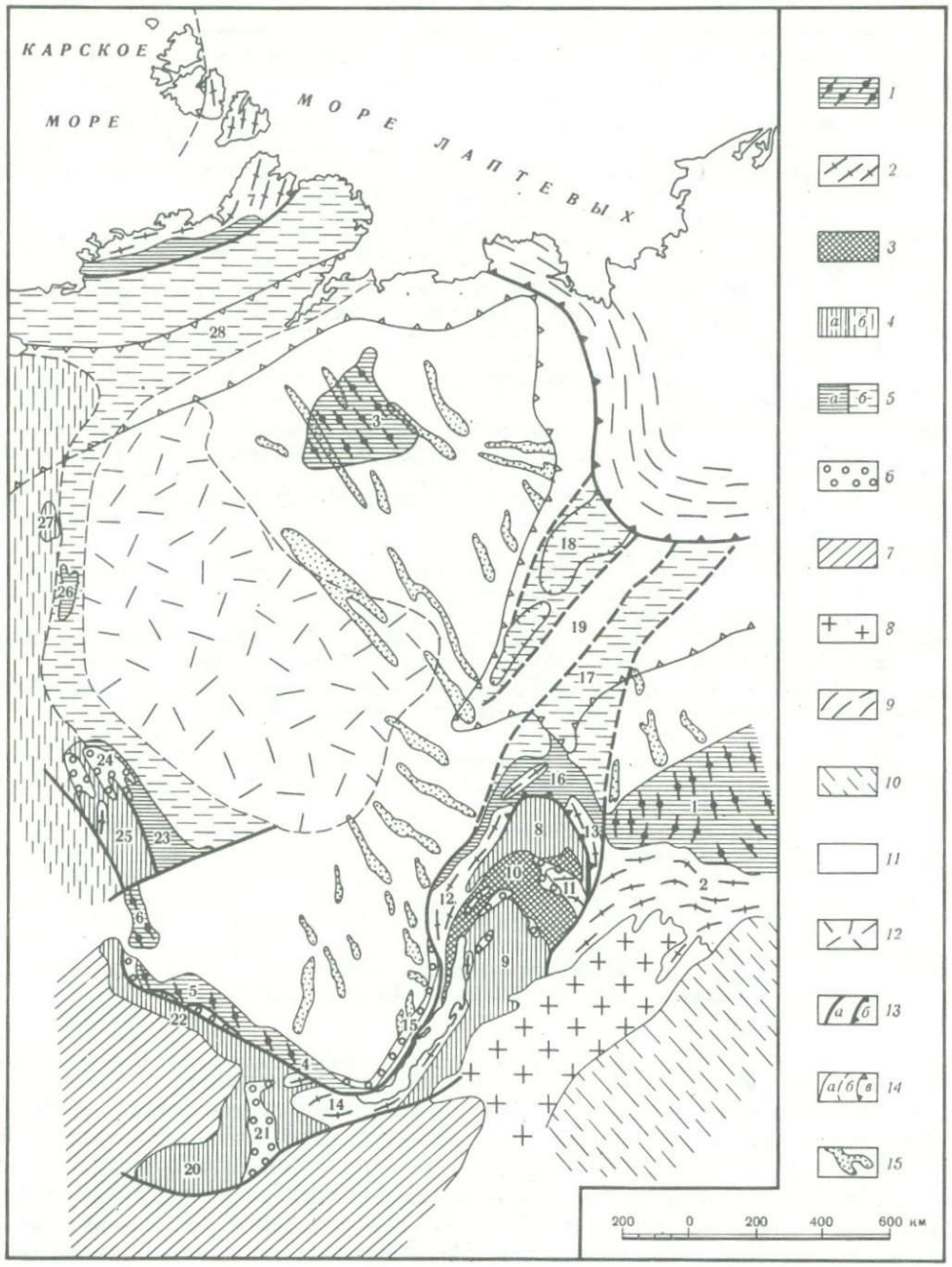


Рис. 1. Тектоническая схема байкалид Сибири

1 – архейский складчатый комплекс; *2* – карельский складчатый комплекс; *3* – выступы зеленокаменного комплекса в байкалидах; *4* – рифейский эвгеосинклинальный комплекс: *а* – наблюдаемый на поверхности, *б* – предполагаемый под платформенным чехлом; *5* – рифейский миогеосинклинальный комплекс: *а* – наблюдаемый, *б* – предполагаемый; *6* – орогенные впадины байкалид; *7* – раннекаледонский складчатый комплекс; *8* – площадь развития раннекаледонских гранитов; *9* – верхоянский складчатый комплекс мезозоид; *10* – герциниды Монголо-Охотского пояса; *11* – платформенный чехол; *12* – провинция распространения Сибирских траппов; *13* – главнейшие разломы: *а* – сбросы, *б* – надвиги; *14* – структурные линии: *а* – наблюдаемые границы структурных зон, *б* – предполагаемые границы структурных зон, *в* – границы мезозойских прогибов; *15* – положительные магнитные аномалии. Основные структуры (цифры на карте): 1 – Алданский щит; 2 – зона Станового поднятия; 3 – Анабарский массив; 4 – Шарыжалгайский массив; 7 – Северо-Таймырский массив; 8 – Бодайбинский синклинорий; 9 – Баргузино-Витимский синклинорий; 10 – Байкало-Витимское поднятие;

Вместе с этим следует подчеркнуть резко несогласные, нередко торцовые соотношения нижнепротерозойско-рифейской геосинклинали Байкальской области со структурами архейских массивов, органичивающих геосинклиналь. Как показывают работы Р. А. Гафарова (1965), Г. И. Штеха (1965), С. М. Замараева (1967), по данным магнитометрии, вдоль северо-западного борта Байкальской области наблюдаются по разломам секущие соотношения между структурами архейского фундамента северо-западного простирания и структурами Байкальской области. Несогласие в простирании структур меньше проявлено вдоль границ с Алданским щитом, но и здесь наблюдаются секущие соотношения. Таким образом, нижнепротерозойско-рифейская геосинклинальная система является новообразованной по отношению к архейской структуре.

Отсутствие реликтов несомненно архейского гнейсового фундамента во внутренних частях Байкальской геосинклинали и специфичный состав наиболее древних образований позволяют рассмотреть проблему ранних стадий развития Байкальской геосинклинали с новых позиций. Теперь становится ясным, что для понимания особенностей развития байкальских складчатых систем необходимо знание ранних этапов развития геосинклиналей. Как показали последние работы (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Bailey a.o., 1970; Васильковский, 1971; Пейве и др., 1971), в основании палеозойских и альпийских эвгеосинклиналей располагаются мощные офиолитовые комплексы пород, которые по своему составу имеют сходство с корой океанического типа. Поэтому заложение палеозойских и более молодых эвгеосинклиналей, вероятно, происходило именно на океанической коре. Однако большинство геологов предполагают, что эвгеосинклинали Байкальской складчатой области заложились на архейском гранито-гнейсовом фундаменте (Салоп, 1967; Волочкович и др., 1972).

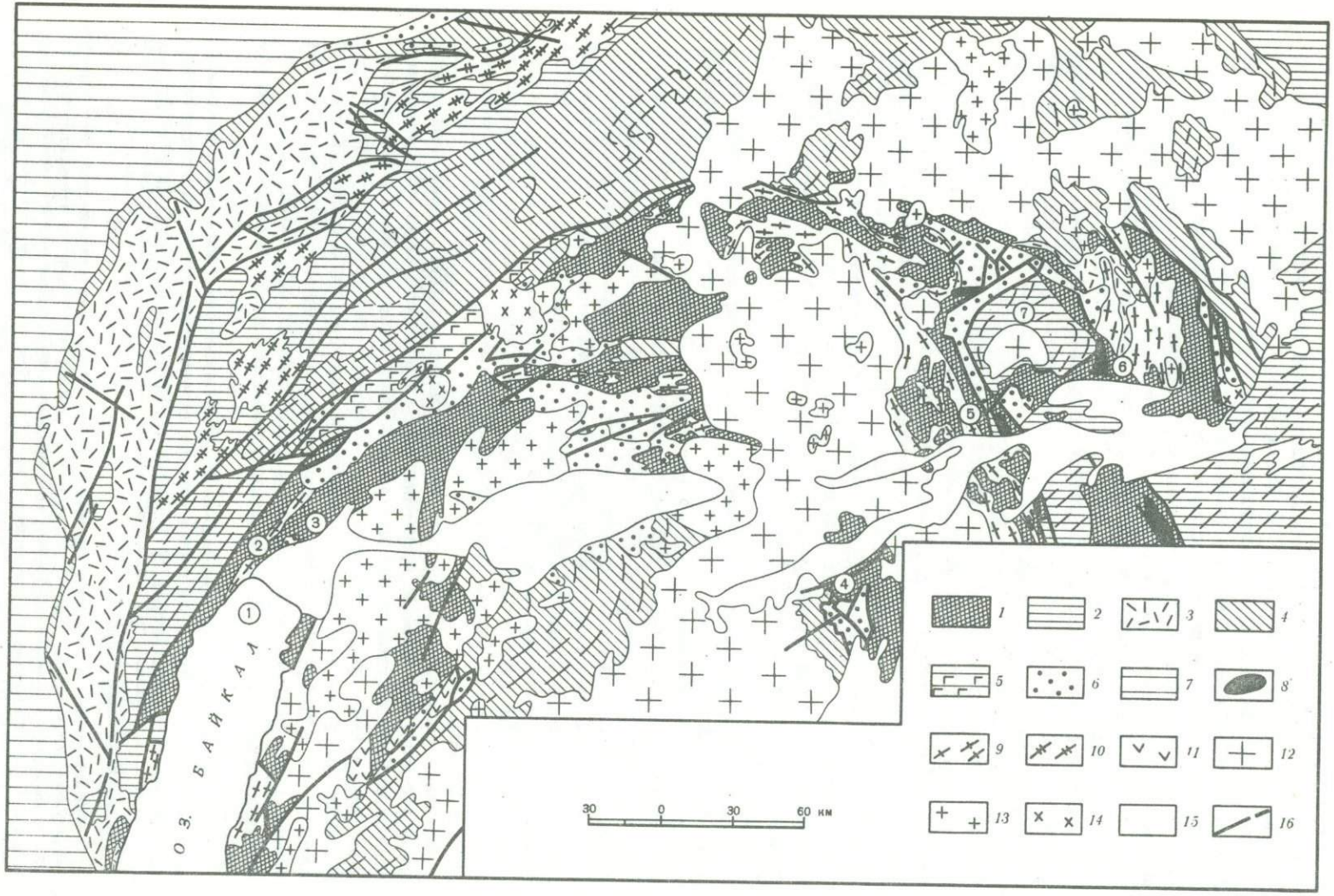
На основании материалов крупномасштабного картирования последних лет и детальных тематических исследований появились данные, позволяющие усомниться в последнем предположении. Особый интерес с этой точки зрения представляет центральная часть Байкальской складчатой области. Ранее была высказана гипотеза, что геосинклинали Байкальской области, по крайней мере частично, заложились и формировались не на гранито-гнейсовом слое, а на базальтовой коре, о чем, по нашему мнению, свидетельствуют мощные толщи офиолитовой ассоциации, выходящие на поверхность в районе Байкало-Витимского поднятия (Клитин и др., 1970). Дальнейшие наши работы на площади Байкало-Витимского поднятия в участках Северного Прибайкалья, в бассейнах рек Муи и Янгуды, а также анализ материалов новых геологических съемок дают возможность обосновать это предположение новыми фактами.

Предварительно следует отметить, что внутреннее строение Байкальской складчатой области, выполненной преимущественно докембрийскими образованиями, отличается большой сложностью. Центральная часть области занята Байкало-Витимским поднятием, протягивающимся от северного окончания оз. Байкал через бассейны рек Мама и Мамакан к складчатой зоне Станового хребта. Поднятие в плане имеет дугообразную форму, с выпуклостью, обращенной на север. Слагают поднятие древние, как полагают, нижнепротерозойские образования преимущественно основного состава, прорванные крупными телами более молодых гранитов (рис. 2).

К северу от поднятия располагается Бодайбинский синклинорий, выполненный метаморфическими толщами рифея; южнее поднятия находится обширный Баргузино-Витимский синклинорий, в строении которого первостепенную роль играют

Окончание подписи к рис. 1.

11 – Муйская глыба; 12 – Чуйский антиклинорий; 13 – Нечерский антиклинорий; 14 – Хамардабан-Байкальская глыба; 15 – Прибайкальский прогиб; 16 – Жуинско-Патомский прогиб; 17 – Кемпендяйско-Лунхинский прогиб; 18 – Линденско-Мархинский прогиб; 19 – Сунтарское поднятие; 20 – Сангилено-Хубсугульская зона; 21 – Прихубсугульско-Сархойский прогиб; 22 – антиклинорий Протеросаян; 23 – Ангаро-Питский прогиб; 24 – Тейско-Чапский прогиб; 25 – Большепитский синклинорий; 26 – Туруханское поднятие; 27 – Игарское поднятие; 28 – Хатангский прогиб


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
30
0
30
60 км
ОЗ. БАЙКАЛ

рифейские вулканогенно-осадочные толщи и крупные батолитовые тела рифейских и палеозойских гранитов.

Комплекс основных пород, слагающий Байкало-Витимское поднятие, представлен преимущественно амфиболитами, амфиболовыми сланцами и разнообразными габброидами. В подчиненном количестве, нередко в форме протрузий, встречаются тела ультрабазитов. На этом комплексе, который следует назвать офиолитовым, трансгрессивно и с несомненным несогласием залегают вендские и нижне-среднекембрийские осадочные толщи. В центральной части поднятия располагаются массивы гранитоидов рифейского и палеозойского возраста, среди которых встречаются крупные ксенолиты пород основного состава.

В составе поднятия выделяются две зоны развития офиолитовых пород, несколько различающихся по своему составу. Западная, протягивающаяся от севера Байкала до верхнего течения р. Мамакан, и восточная, развитая в среднем течении р. Витим. Их сочленение под тупым углом происходит в районе р. Мамакан. Общая протяженность обеих ветвей около 600 км при ширине до 200 км.

В настоящее время на площади поднятия выделяют гетерогенные зоны развития пород основного, ультраосновного и плагиогранитного состава, которые Ф. П. Лесновым (1972) объединены в Байкало-Муйский базит-гипербазитовый пояс. Среди этих зон описывается габбро-пироксенит-дунитовая формация, в составе которой обособляется габбро-перидотит-дунитовая никеленосная формация.

В строении обеих ветвей основную роль играют породы меланократового состава, объединенные Л. И. Салопом (1964) в муйскую серию. Среди них наиболее распространены амфиболиты, различные амфиболовые сланцы, празиниты, реже метадиабазы, порфироиды, кремнистые сланцы. С ними тесно ассоциируют габброиды, перидотиты, пироксениты и серпентиниты, залегающие в виде согласных крупных и многочисленных мелких линзовидных тел.

Меланократовые породы местами подверглись фельдшпатизации и плагиогранитизации, причем плагиограниты образуют протяженные, ориентированные вдоль простирания тела, нередко с неотчетливо выраженными контактами.

Для характеристики состава и строения пород, объединяемых в офиолитовый комплекс, следует подробнее остановиться на описании толщ, изученных в последние годы.

К наиболее перспективным участкам развития офиолитового комплекса относится район Прибайкалья от Елохина мыса побережья оз. Байкал до верховий рек Тыя и Холодная, а также районы Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов (см. рис. 2). Полный и относительно хорошо изученный разрез офиолитового комплекса располагается в северо-западном Прибайкалье между долинами рек Рель и Холодная, где по системе разломов, проходящих вдоль побережья, высоко приподнят восточный край крупного блока, в котором обнажены глубокие части разреза докембрия.

Эта территория в последние годы детально закартирована геологами Северобайкальской экспедиции (В. П. Сафронов, Д. Ц. Цыренов, В. А. Чабаненко и др.). На ее площади неоднократно проводились тематические работы, посвященные стратиграфии, магматизму и тектонике докембрия. Наиболее низкие части разреза, слагающие этот район, расположены вдоль побережья Байкала у о-ва Богучанский,

---

Рис. 2. Структурно-геологическая карта центральной части Байкальской горной области

Складчатые и магматические комплексы: *1* – нижнепротерозойский меланократовый (муйская серия); *2* – нижнепротерозойский гнейсовый; *3* – среднепротерозойский вулканический (акиткинская и падринская серии); *4* – рифейский метаморфический комплекс; *5* – рифейский орогенный вулканический (сынырская серия); *6* – вендский орогенный комплекс байкалид; *7* – платформенный; *8* – ультраосновной; *9* – нижнепротерозойский плагиогранитный; *10* – нижнепротерозойский гранито-гнейсовый; *11* – верхнепротерозойский габбро-перидотитовый; *12* – верхнерифейский гранитоидный (баргузинский, тельмамский); *13* – нижнепалеозойский гранитоидный (витимканский); *14* – палеозойский щелочных гранитов (сынырский); *15* – четвертичные отложения; *16* – разломы. Упоминаемые в тексте участки (цифры на карте): 1 – мыс Тонкий; 2 – р. Холодная; 3 – р. Кичера; 4 – р. Уакит; 5 – р. Киляна; 6 – р. Янгуда; 7 – Муйская глыба

мысов Тонкий и Онокочанский. Они представлены грубополосчатыми и пятнистыми габброидами, чередующимися с незначительными по мощности горизонтами амфиболитов с послойно-гнездовой фельдшпатизацией. Этот комплекс пород прослеживается на 6 км вкрест к простиранию толщи. Габброиды здесь характеризуются весьма неравномерно-зернистыми такситовыми, часто грубополосчатыми текстурами. Участки грубозернистых и крупнокристаллических габбро-диабазов постепенно сменяются габбро со своеобразными друзитовыми текстурами. Преобладают оливиновые габбро, габбро-нориты, оливиновые нориты и плагиоклазиты. Для пород очень характерно развитие реакционных келифитовых кайм вокруг зерен оливина на границе с основным плагиоклазом, представленным лабрадор-битовнитом. Внутренняя часть келифитовых кайм обычно состоит из пироксена, в частности из диопсида, тогда как внешняя – из роговой обманки или тремолит-актинолита. Широко наблюдается цоизитизация основных плагиоклазов. В участках, обогащенных плагиоклазом, возникают новообразованные кристаллы свежего моноклинного пироксена. В ряде участков наблюдаются реликты ультраосновных пород, представленных амфиболитизированными перидотитами. Но более широко развиты горнблендиты с хорошо выраженными крупными кристаллами амфибола, достигающими в длину до 10–15 см.

Сложный по своему составу комплекс габброидов этой части разреза образовался в результате метасоматических преобразований, причем наиболее вероятно, что этот процесс проходил по породам ультраосновного состава, реликты которых наблюдаются в отдельных участках прекрасных обнажений мыса Тонкий. Следует отметить, что сходные комплексы габброидов и габбро-амфиболитов давно были изучены и описаны на Урале, где убедительно показано, что комплекс габброидов возник именно в процессе метасоматических преобразований ультраосновных пород (Ефимов, Ефимова, 1967; Марковкина, 1967).

В расположенном выше по разрезу слое габбро (к западу от оз. Слюдянского) хорошо прослеживается полосчатость, обусловленная чередованием темных меланократовых и существенно плагиоклазовых разностей. В них также наблюдаются друзитовые текстуры с келифитовыми каймами, но размер агрегатов уменьшается в поперечнике до 2–3 мм против 10–20 мм на мысе Тонком. Здесь среди габброидов уже часто встречаются горизонты амфиболитов мощностью по 2–3 м. Судя по полосчатости габброидов и горизонтам амфиболитов, слои падают на запад под углом 60–70°. Габброиды прорваны многочисленными дайками и штоками оливиновых габбро, имеющих относительно свежий облик.

В западном направлении расслоенная габброидная толща постепенно сменяется толщей амфиболитов, объединяемых в нюрундуканскую свиту. Эта свита слагает невысокую горную гряду к западу от оз. Слюдянское и ряд горных массивов и хребтов севернее оз. Байкал. Ширина полосы амфиболитов в плане достигает здесь местами 3–5 км, причем их мощность, по-видимому, велика (не менее 3–4 км). Амфиболиты чередуются с полевошпат-амфиболовыми полосчатыми гнейсами и амфибол-биотитовыми сланцами. Мощность слоев обычно составляет 0,2–0,5 м.

Выше нюрундуканской свиты амфиболитов располагается толща амфиболовых гнейсов, выделяемых под названием харгитуйской свиты. Эта толща состоит из чередования амфибол-кварц-полевошпатовых гнейсов, амфиболитов, нередко с гранатом, причем амфиболиты преобладают в основании разреза. Общая мощность свиты составляет не менее 2 км.

От побережья оз. Байкал нюрундуканская и харнитуйская свиты далеко протягиваются на северо-восток, к верховьям р. Мамакан. Хороший разрез нюрундуканской свиты наблюдается в бассейне р. Холодная (приток р. Кичера), где в обрывистых склонах долины на протяжении около 50 км прослеживаются круто падающие к северо-западу (60–80°) однообразные полосчатые амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы. Их истинную мощность здесь определить трудно, но, вероятно, она не менее 5–8 км.

Существенной особенностью разреза является присутствие в его нижней части линзовидных тел серпентинитов, дунитов и горнблендитов, согласных с общим простиранием смещающих их пород. Там же встречены вытянутые вдоль простира-

ния линзовидные тела габброидов и габбро-перидотитов. Отдельные массивы прослеживаются на 15–20 км, при ширине 3–5 км. Нередко они не имеют четких границ с вмещающими породами, но иногда наблюдаются и рвущие соотношения. К подобным массивам относятся Нюрундуканский массив, изученный М. И. Грудининым (1965) и Ф. К. Чинакаевым, Чайский габбро-перидотит-дунитовый массив, монографически описанный Ф. П. Лесновым (1972), массив в верховьях р. Левая Мама, детально закартированный В. П. Сафроновым.

Эти тела, тесно связанные с амфиболитовой серией, отличаются сложным строением. Так, например, Нюрундуканский массив характеризуется правильной расслоенностью, которая особенно хорошо наблюдается вдоль юго-восточного крутого борта массива. Здесь горизонты темных перидотитов, дунитов и горнблендитов мощностью по 10–50 м чередуются с габбро-норитами, плагиоклазовыми габбро, амфиболовыми габбро и лабрадоритами. Отчетливая расслоенность массива на первый взгляд создает ложное впечатление, что обнажение сложено слоистыми осадочными породами. Наряду с расслоенными породами, контакты которых с вмещающими их амфиболитами расплывчаты и недостаточно отчетливы, встречаются массивы среднезернистого габбро, рвущие как расслоенную серию, так и вмещающие их амфиболиты. Пока неясно, какой тектонический смысл имеют описанные расслоенные образования. Это либо реликты древнего субстрата, сохранившегося среди амфиболовых образований, либо расслоенные интрузивные тела, внедрившиеся на ранних стадиях развития Земли в основные породы, находившиеся в пластичном состоянии. Нюрундуканская и харгитуйская свиты амфиболитов и амфиболовых сланцев перекрываются толщей метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, о строении и возрасте которых будет сказано ниже.

Большой интерес для понимания природы основания эвгеосинклинальной системы Байкальской области представляет район Южно-Муйского хребта, охватывающий бассейн рек Уакит и Горбылок. Эта сравнительно небольшая и хорошо обнаженная территория площадью около 3000 км^2 обстоятельно изучена Л. И. Салопом, а затем детально закартирована Г. Л. Митрофановым и В. Н. Белокопытовым. В 1971 и 1973 гг. она являлась объектом и наших тематических исследований.

В районе выходят на поверхность разновозрастные меланократовые образования, а также осадочные толщи рифея и кембрия. Площадь развития указанных пород располагается в окружении обширного поля баргузинских гранитоидов. Возраст этих гранитов здесь пока остается дискуссионным. Одни исследователи предполагают их возраст позднедокембрийским, тогда как другие – палеозойским.

В последние годы удалось установить, что в бассейне р. Уакит развиты две разновозрастные и различные по строению меланократовые толщи. Первая представлена рассланцованными монотонными породами габбро-амфиболитового комплекса и выделена Л. И. Салопом под названием "олнинской свиты". Основание этого комплекса пока неизвестно. Породы претерпели значительный диафторез и рассланцевание, что привело к появлению в отдельных участках характерной плойчатой толщи зеленых сланцев.

Вторая, более молодая и более разнообразная по составу толща характеризуется тем, что в ней сохранились реликты первичных структур и текстур вулканогенных пород. Она располагается либо на поверхности более древней олнинской свиты, либо на рифейских сланцево-карбонатных породах. Иногда толща перекрывает грубые конгломераты дулешминской свиты, относящиеся к орогенным образованиям байкальской складчатости. Толща сложена основными породами, причем среди них выделяются спилиты с прекрасно выраженными шаровыми отдельностями, а также порфириты и разнообразные туфы. Толща описанных вулканогенных пород приурочена к грабенообразной структуре северо-восточного направления, протягивающейся в междуречье рек Ока, Уакит и Дулешма на расстоянии 15 км при ширине 2–3 км, и имеет относительно небольшое распространение.

Более древняя олнинская свита характеризуется сравнительно однообразным строением на всей площади ее распространения. Среди пород свиты широко распространены амфиболиты, претерпевшие зеленокаменные изменения, и сланцы

зеленого и темно-зеленого цвета полевошпат-эпидот-хлорит-актинолитового и амфибол-эпидот-актинолитового состава. Некоторые разновидности напоминают празинитовые сланцы. Среди сланцев нередко встречаются реликты сильно разрушенного пироксена или амфибола. Для сланцев характерна полосчатость, в отдельных участках переходящая в мелкую плойчатость. Полосчатость обусловлена чередованием тонких (2–5 мм) слоечков и линзочек полевошпатового и эпидот-хлорит-актинолитового состава. Повсеместно прослеживается большое количество зон скольжения, смятия и рассланцевания. Наряду с сильно рассланцованными породами встречаются (ручьи Срых, Покровский) и породы с массивной текстурой основного состава, в которых наблюдаются реликты габброидов и амфиболитов. Габброиды и амфиболиты образуют чередующиеся слои мощностью по 20–50 см и напоминают по текстурам и структурам породы нюрундуканской свиты Прибайкалья, отличаясь от них более интенсивной рассланцовкой и зеленокаменными изменениями. Среди пород выделяются отдельные линзы габбро-пегматитов, а также амфибол-плагиоклазовых гнейсов. Последние возникли, возможно, по массивам габбро.

В верховьях ручья Срых нам удалось наблюдать результаты того, как под влиянием стрессовых напряжений прошлых геологических эпох порфировидные породы основного состава постепенно преобразовывались в зеленые плойчатые сланцы. На первой стадии преобразования порфиробласты полевых шпатов, диаметр которых обычно составлял 0,5–0,8 см, приобретали чечевицеобразную форму, затем они вытягивались в линзочки, причем отдельные линзочки, сливаясь между собой, образовывали тонкие слои. Таким образом, под влиянием давления в рассматриваемом районе происходило течение материала, в процессе которого габбро-амфиболовые расслоенные породы постепенно преобразовывались в ортосланцы, результатов чего не наблюдалось в Прибайкальской зоне.

Более молодой комплекс, как уже упоминалось, представлен относительно слабо метаморфизованными вулканогенными породами. В верховьях р. Дулешмы выделяется две толщи: спилиты с хорошо выраженной шаровой текстурой и порфириты, чередующиеся с туфами. Особенно хорошо наблюдаются мало измененные шаровые лавы в верховьях руч. Сухой (правый приток р. Дулешмы), где они слагают вершины нескольких гольцов. Их залегание относительно пологое, но в зонах разломов породы падают круто.

В спилитах наблюдаются шары округлой или эллипсоидной формы, достигающие в поперечнике 0,5–1,0 м. Промежутки между шарами выполнены афанитовыми разностями основных пород, среди которых располагаются стяжения кремней, красных яшм и карбонатного материала. Видимая мощность покровов достигает 200–300 м. В зонах рассланцевания породы преобразованы в зеленые плойчатые хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы. Туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты и агломератовые брекчии среднего и отчасти кислого состава развиты довольно широко. Местами они слабо изменены, но нередко рассланцованы и их первичную природу распознать нелегко. Вероятно, немалое значение имеют и тонкополосчатые пепловые туфы.

Проблема возраста рассматриваемых толщ достаточно сложна. Основание нижнего, офиолитового, комплекса неизвестно. На его поверхности с угловым несогласием в осевой части Муйского хребта (верховья р. Олни) лежат кварцевые конгломераты, сменяющиеся выше кварцевыми гравелитами, а затем кварцитами с линзами гравелитов. Общая мощность терригенной серии 50–60 м. Выше следуют метаморфизованные черные сланцы, которые сменяются мощной толщей светлых мраморов. В основании всей серии располагается пласт осадочных бурых ожелезненных и карбонатизированных пород, которые, возможно, являются метаморфизованной корой выветривания. Наиболее вероятно, что зеленокаменные толщи перекрыты трансгрессивно и с размывом терригенными образованиями докембрийского возраста. Породы в целом сильно нарушены разломами, а в западной части (район р. Оки) широко развиты покровные структуры. Здесь по пологой плоскости надвига офиолитовый комплекс перекрывают чешуи известняков, основание которых обычно мраморизовано. В известняках содержится фауна археоциат кембрия.

Известны и маломощные пластины офиолитового комплекса, заключенные между пластинами известняков кембрия, причем офиолитовые пластины нередко преобразованы в милониты, иногда в милонитовую муку. Наблюдаются также крутопадающие тектонические пластины (верховья рек Дулешма и Горбылок), внутри которых породы офиолитового комплекса смяты в мелкоплойчатые сланцы, а карбонатные породы раздроблены и отчасти превращены в брекчии.

Возраст пород верхнего вулканогенного комплекса определяется следующими геологическими фактами. Шаровые спилитовые лавы располагаются с горячим контактом на поверхности рифейского комплекса, а на гольце Юктакон они прорывают карбонатные породы верхнего докембрия, содержащие строматолиты и онколиты. Туфы и порфириты лежат на орогенном байкальском комплексе и отчасти чередуются с его породами, представленными песчаниками и конгломератами. Вместе с тем не имеется достоверных данных о прорывании породами вулканогенного комплекса несомненных кембрийских отложений. Контакты с кембрийскими толщами повсеместно тектонические. Таким образом, представляется, что верхний комплекс имеет скорее всего позднерифейский, возможно, вендский возраст и связан с формированием орогенных образований в грабенообразных структурах.

Широкое развитие офиолитовый комплекс имеет в Северо-Муйском хребте (см. рис. 2), где он пока еще недостаточно изучен. В районе среднего течения р. Витим в бассейнах р. Муя, Янгуда и Киляна серии офиолитового комплекса облекают "Муйскую глыбу" двумя зонами с юго-запада и северо-востока. Ширина зон составляет приблизительно 30—40 км. На северо-западе, в верховьях р. Мамакан, зоны сливаются вместе и следуют к верховьям р. Мама. В пределах рассматриваемых зон офиолитовый комплекс представлен габброидами, амфиболитами, амфиболовыми сланцами и амфиболовыми гнейсами. Породы офиолитового комплекса здесь испытали фельдшпатизацию и плагиогранитизацию, которые проявились в больших масштабах. Широкая полоса плагиогранитов к юго-западу от долины р. Киляна протягивается на расстояние свыше 150 км. Кроме основных пород в составе комплекса отмечены и метаморфизованные кислые эффузивы, содержащие прослои туфогенных песчаников, туфов и кремнистых сланцев, известны и отдельные горизонты известняков, а также черных филлитовидных сланцев. Породы рассечены разломами и сильно рассланцованы. В виде протрузий наблюдаются линзовидные тела ультрабазитов.

В последние годы В. С. Косинов и И. А. Охотников показали, что на размытой поверхности муйских плагиогранитов на левом борту р. Витим несколько ниже устья р. Большая Падор несогласно залегают лиловые и красноватые кварцевые порфиры, их туфолавы и туфы, объединяемые в падринскую серию. Согласно Л. И. Салопу (1964), падринская серия сопоставляется со среднепротерозойской акитканской серией порфиров Прибайкалья, что вполне возможно, так как по своему составу и строению обе серии сходны. В свою очередь, падринская серия перекрывается с отчетливым несогласием конгломератами и песчаниками вендского комплекса, подстилающими фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские толщи. Все эти данные свидетельствуют о древности возраста офиолитового комплекса Северо-Муйского района.

В настоящее время пока трудно говорить о первичной природе древних амфиболитовых комплексов Байкальской области. Большинство исследователей рассматривают амфиболиты Прибайкалья и Муйского района как продукт преобразования эффузивов основного состава. В частности, Л. И. Салоп (1964) отмечал присутствие шаровых лав в бассейне р. Уакит, а В. А. Чабаненко обнаружил реликты миндалекаменных текстур в амфиболитах по р. Кичера. Нами эти места были посещены. Как уже отмечалось выше, шаровые лавы бассейна р. Уакит оказались более молодыми по сравнению с амфиболовыми толщами олнинской свиты. Они тесно связаны с орогенными образованиями байкальского этапа. В Прибайкалье в бассейне р. Кичера в руч. Неручанда, среди толщи амфиболитов были обнаружены горизонты кремнистых сланцев и яшм, а также амфиболиты, напоминающие по своей структуре амфиболитизированные порфириты с миндалека-

менной текстурой. Эта часть разреза соответствует верхам нюрундуканской свиты. Однако подобные наблюдения пока еще малочисленны и проблему первичного состава амфиболитов геологическим путем нельзя считать решенной.

Некоторые сведения о первичной природе амфиболитов дают результаты петрохимических исследований. В нашем распоряжении имеется более 20 полных силикатных анализов амфиболитов из районов Прибайкалья и Южно-Муйского хребта, которые пока находятся в стадии обработки. Так как амфиболиты являются породами метаморфическими, то известные затруднения вызывает вопрос о степени сохранности химического состава при метаморфизме. Если следовать представлениям ряда исследователей (Сидоренко и др., 1972; Розен, Марков, 1973), то необходимо предположить, что в связи с отсутствием в анализируемых амфиболитах признаков метасоматоза породы являются продуктом регионального метаморфизма, протекающего без существенного изменения состава первичного вещества. Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому (1950), показывают, что исходными в основной массе были слегка недосыщенные SiO_2 бедные щелочами меланократовые породы, по С. Д. Четверикову (1956). К таким породам, по Р. Дели, относятся андезито-базальты, эссекситовые габбро, оливиновые базальты, толеиты. Породы характеризуются высоким содержанием железа ($FeO + Fe_2O_3 = 10–15\%$) и низким K_2O (0,05–0,2%), содержание Na_2O колеблется в пределах 1–3%.

Особенностью офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия является широкое развитие на площади его развития плагиогранитов и плагиогранито-гнейсов, выделяемых на картах как муйский плутонический комплекс. Формы инъекций разнообразны. Наряду с массивами плагиогранито-гнейсов и жильными телами широко развиты расплывчатые участки рассеянной фельдшпатизации основных пород, что хорошо наблюдается в долине р. Холодная. Судя по удлиненной форме тел плагиогранитов и участков фельдшпатизации, совпадающих по простиранию с зонами разломов, можно предположить, что комплекс плагиогранитов формировался в протяженных линейных зонах проницаемости.

Проблема возраста пород офиолитового комплекса представляет собой интерес для понимания времени возникновения Байкальской эвгеосинклинали. Л. И. Салоп (1964) считает возраст муйского комплекса основных пород и плагиогранитов раннепротерозойским, но ряд исследователей предполагают их возраст рифейским.

Данные радиометрии пород муйской серии показывают явно заниженные цифры возраста, колеблющиеся в пределах 270–700 млн. лет. (K-Ar метод), что не соответствует геологическим наблюдениям. В последнее время помимо трансгрессивных налеганий на офиолитовый комплекс, несомненно, вендских образований появляются сведения об их перекрытии и более древними толщами. Так, например, в верховьях рек Тыя и Холодная было обнаружено несогласное налегание на амфиболиты нюрундуканской свиты мощной эвгеосинклинальной кварцито-сланцевой толщи пород. Эта толща, именуемая в разных районах как тыйская, иликтинская или олокинская свиты, на 300 км протянулась вдоль северо-западного побережья оз. Байкал. Она сложена в своей нижней части кварцитами, карбонатно-хлоритовыми и хлорит-серицитовыми зелеными сланцами, основными эффузивами, а в верхней – зелеными сланцами, известняками, эффузивами и горизонтами железистых кварцитов. Мощность ее не менее 2–3 км.

В основании рассматриваемого комплекса пород в верховьях р. Холодная располагается горизонт кварцевых гравелитов, лежащих на подстилающих породах с несогласием. Следует подчеркнуть, что и в основании толщ, перекрывающих зеленокаменные породы в верховьях р. Олни, как это было отмечено выше, также располагается горизонт кварцевых гравелитов и конгломератов, переходящий выше в кварциты, содержащие линзы гравелитов.

На побережье оз. Байкал (между мысами Черемшаный и Мужинай) зеленосланцевая толща, которая здесь выделяется в иликтинскую свиту, перекрывается с несогласием вулканогенным комплексом акитканской серии. Радиологические данные возраста порфиров из этой серии, определенные Rb–Sr методом, колеблются в пределах 1500–1700 млн. лет (Ященко и др., 1965). На акитканской серии, в свою

очередь, с несогласием залегает байкальский комплекс осадочных пород несомненного рифея. Таким образом, зеленосланцевая иликтинская свита перекрывается породами древнего, по-видимому, среднепротерозойского возраста. Соответственно возраст лежащего еще ниже офиолитового комплекса весьма древний, по крайней мере также раннепротерозойский.

Из изложенного следует, что в разрезе древнего офиолитового комплекса в Прибайкалье снизу вверх намечается определенная вертикальная последовательность пород: 1) метасоматические габброиды, развивающиеся, вероятно, по ультраосновным породам и амфиболитам; 2) амфиболиты и амфиболовые гнейсы; 3) раннепротерозойские и рифейские геосинклинальные образования, лежащие на офиолитовом комплексе с несогласием.

Слой метаморфических габброидов выведен на поверхность, вероятно, только в районах Прибайкалья. В Муйской ветви развития офиолитовых пород преимущественно распространены мощные комплексы амфиболитов и амфиболовых гнейсов, обильно насыщенных телами габброидов и ультрабазитов.

Возникновение мощной офиолитовой ассоциации в центральной части Байкальской области может объясняться так: либо это "океанизированный" архейский гранито-гнейсовый фундамент, либо – реликт первичного симатического слоя ранних стадий развития Земли, сохранившийся от гранитизации, либо – базальтовый слой, появившийся на поверхности при растяжении консолидированной архейской сиалической коры.

В настоящее время нет данных, свидетельствующих о существовании ниже офиолитового комплекса гранито-гнейсового фундамента. От архейских комплексов Чарской глыбы, входящих в состав Алданского щита, офиолитовый комплекс отделен сложной зоной разломов. Более вероятно, что рассмотренный офиолитовый комплекс пород слагает фундамент, на котором в дальнейшем и развивались нижнепротерозойско-рифейские эвгеосинклинальные структуры. По своему строению он имеет несомненное сходство с аналогичными образованиями внутриконтинентальных эвгеосинклиналей палеозоид (Пейве и др., 1971).

Торцовый характер сочленения нижнепротерозойско-рифейского прогиба с ограничивающим его на северо-западе Ангаро-Анабарским архейским массивом, а также отсутствие реликтов этого массива внутри области позволяют предположить, что этот прогиб новообразованный. Вполне возможно, что он зародился в начале протерозоя при распаде единого массива сиалических пород, в результате которого Ангаро-Анабарская глыба отделилась от Алданской и на поверхности обнажился базальтовый слой. По-видимому, два нижних слоя Прибайкалья следует сопоставлять с "базальтовым" геофизическим слоем земной коры. Детальные работы, проведенные в последние годы, показывают, что слои неоднородны по строению, заметно изменяются по вертикали и горизонтали. В них происходили сложные многофазные метасоматические процессы преобразования ультраосновных и основных пород.

Процессы плагиогранитизации и фельдшпатизации в пределах Байкало-Витимского поднятия завершили формирование рассмотренных слоев. Эти процессы представляют начальный этап формирования гранитной коры.

Приведенные данные свидетельствуют, что тип коры, выделяемый А. В. Пейве (1969) как океанический, располагается и в основании более древних рифейских эвгеосинклиналей.

ЛИТЕРАТУРА

Васильковский Н. П. О происхождении "базальтового" слоя земной коры. – В кн. "Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов". Владивосток, 1971.

Волочкович К. Л., Алтухов Е. Н., Красильников Б. Н., Смирнов А. Д. Опыт типизации геоантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса. – Геотектоника, 1972, № 3.

Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.

Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье). – В сб. "Петрография Восточной Сибири", т. 3. М., "Наука", 1965.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М., "Недра", 1967.
Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950.
Замараев М. С. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.
Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. – Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 219.
Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры. – Геотектоника, 1970, № 2.
Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, 1972.
Марковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., "Наука", 1967.
Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. – Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
Розен О. М., Марков М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки). – Геотектоника, 1973, № 3.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., "Недра", 1964.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., "Недра", 1967.
Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., "Наука", 1972.
Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М., "Наука", 1965.
Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. Исследование первичного отношения Sr_{87}/Sr_{86} в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста. – Геохимия, 1965, №5.
Bailey E.H., Blake M.C., Jones D.L. On-Land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. – U.S. Geol. Surv., prof. paper 700-C., 1970.

А. Н. БУЛГАТОВ

ОРОГЕННЫЙ ЯРУС БАЙКАЛИД И ВРЕМЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Хотя понятие "байкальская складчатость" было введено в научную литературу Н. С. Шатским более сорока лет тому назад, до настоящего времени продолжаются острые дискуссии по вопросу о времени завершения байкальской тектонической эпохи. С позиции почти общепризнанного принципа оно должно соответствовать окончанию орогенного этапа развития байкальских геосинклинальных систем и формирования соответствующего ему структурного яруса.

Идея Н. С. Шатского (1963) о том, что последние интенсивные байкальские движения имели место в кембрии, развивается рядом исследователей юга Восточной Сибири, считающих, что завершение орогенного этапа развития байкалид произошло в венде – начале кембрия (Клитин и др., 1970; Постельников, 1973) или в позднем кембрии – ордовике (Салоп, 1968).

Другое представление было высказано Е. В. Павловским, указавшим, что "байкальская складчатость в региональном аспекте имела место до эпохи нижнего кембрия" (Павловский, 1960, стр. 82) или до венда, по современным понятиям, и оно поддерживается многими (Беличенко, Хренов, 1965; Арсентьев, 1965; Хренов, 1966; Кудрявцев, 1973; и др.). При обосновании верхнего возрастного предела байкальской складчатости этими исследователями главное значение придается несогласию, но не выделяются структуры и формации довендского орогенного яруса. Также было высказано мнение о том, что орогенный ярус протерозойского (байкальского) складчатого комплекса в Байкальской горной области был сформирован до венда, в позднем протерозое (Базаров и др., 1968; Булгатов, Красильников, 1968).

Сейчас трудами советских тектонистов доказано, что байкалиды имеют общепланетарное значение. Для изучения орогенного яруса байкальского складчатого комплекса, несомненно, благоприятны регионы с обширными по площади выходами его формаций. К ним в Евразии относятся юг Восточной Сибири и Аравийско-Нубийский щит.

В Байкальской горной области, являющейся тектонотипом байкалид, на основе анализа геосинклинальных формаций байкалид выведены три структурно-формационные зоны: Муйская, Верхневитимская и Патомская. В Муйской зоне эвгеосинклинального типа к орогенному ярусу байкалид относятся межгорные впадины, выполненные различными формациями (рис. 1): липаритовой (Иоркиндинская и другие впадины), андезит-базальтовой, кварц-песчано-сланцево-доломитовой, молассовой (Сыннырская впадина), эффузивно-молассовой (Падринская, Лево-Мамская и другие впадины), молассовой (Тулуинская и другие впадины). Они залегают на породах геосинклинального яруса со стратиграфическим и угловым несогласием.

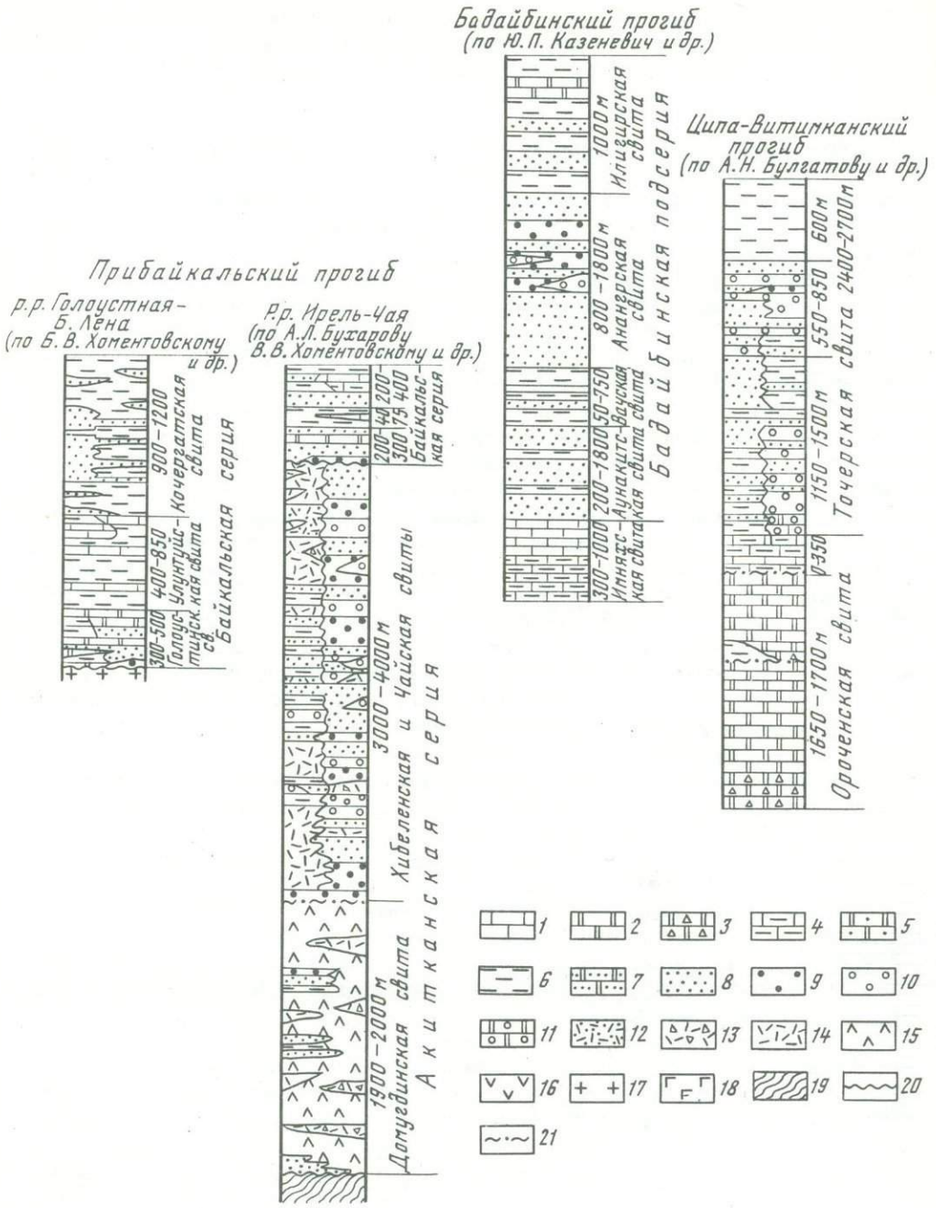
В Верхневитимской структурно-формационной зоне орогенная молассовая формация (точерская свита), выполняющая Ципа-Витимканский прогиб, залегает согласно на флишоидной терригенно-карбонатной толще, имеющей изменчивую мощность. На некоторых участках эта толща выклинивается; в этом случае молассы залегают также согласно на породах доломитовой формации (ороченская свита) с внутриформационными перерывами, водорослями, брекчиевидными текстурами, песчано-сланцевыми пестроцветными прослоями. Доломитовая формация, в свою очередь, перекрывает без перерыва геосинклинальную известняковую формацию и накопилась, надо полагать, в отшнурованном лагунном бассейне, представляющем остаточный геосинклинальный прогиб. Таким образом, Ципа-Витимканский орогенный прогиб, развиваясь из остаточного "доломитового", является в отличие от наложенных орогенных структур Муйской зоны унаследованным.

В Патомской зоне к рассматриваемому ярусу можно отнести также унаследованный Бодайбинский прогиб, в строении которого участвуют грауваккова моласс оидная (ангарская свита) и доломитово-песчаная (илигирская свита) формации. Они согласно подстилаются углисто-кварцево-песчаной формацией (аунакитская и вачская свиты), которая характерна для ранней стадии формирования Бодайбинского прогиба (Салоп, 1967).

Из интрузивных образований к орогенному ярусу байкалид в Муйской зоне уверенно можно отнести малые трещинные тела габбро-диабазов, гранит-порфиров, которые некоторыми исследователями рассматриваются как комагматы орогенных эффузивов, и батолитоподобные тела аляскитоидных гранитов (витимский комплекс). В двух других зонах Байкальской горной области в орогенный этап развития байкалид внедрились габбро-диориты (Верхневитимская зона) и формировались батолиты гранитов баргузинского и мамско-оронского комплексов.

В краевой зоне байкалид Байкальской горной области распространены фациально-изменчивые вулканогенные и осадочные отложения, выполняющие Прибайкальский наложенный прогиб. В северной его части разрез в прогибе начинается с трахиандезит-дацитовой формации (домугдинская свита), сменяющейся вверх эффузивно-терригенной толщей, состоящей из трахилипаритовой и эффузивно-молассовой формаций (хибеленская и чайская свиты). Они рвутся комагматичными им интрузиями гранитоидов и отделены друг от друга локальными и региональными стратиграфическими несогласиями и перерывами (Бухаров, 1973). На них также с несогласием, включая и структурное, залегает формация кварцевых песчаников (голоустинская свита), алевритово-глинистая формация (улунтуйская свита) и молассовая формация (кочергатская свита).

В южной части Прибайкальского прогиба из состава выполняющего его комплекса полностью выпадают эффузивные и эффузивно-молассовые формации. Породы байкальской серии залегают с несогласием непосредственно на геосинклинальных формациях. Однако здесь резко увеличена мощность и изменен состав свит. По разрезу снизу выделяются формации: доломит-кварцево-песчаная (голоустинская свита), карбонатно-сланцевая (улунтуйская свита), молассовая (кочергатская свита) (Борукаев, 1970).



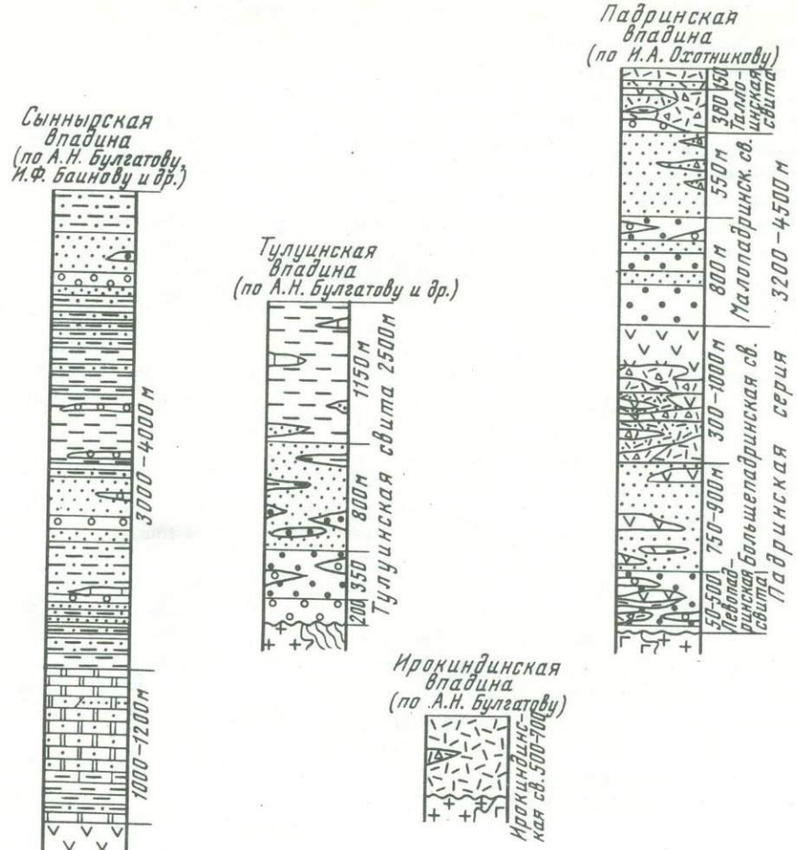


Рис. 1. Разрезы отложений орогенного яруса байкалид Байкальской горной области

1 – известняки; *2* – доломиты; *3* – доломитовые брекчии; *4* – карбонатные сланцы и мергели; *5* – песчанистые доломиты; *6* – филлитовидные, глинистые и алевритовые сланцы; *7* – песчаники с доломитовым цементом; *8* – песчаники; *9* – гравелиты; *10* – конгломераты; *11* – конгломераты с доломитовым цементом; *12* – туфопесчаники, туфоалевролиты, туфосланцы; *13* – туфы, туфобрекчии, туфоагломераты кислых эффузивов; *14* – липариты, дациты; *15* – трахиандезиты, трахидациты; *16* – базальты, андезито-базальты, андезиты; *17* – граниты; *18* – габброиды; *19* – гнейсы, метаэффузивы, метапарасланцы; *20* – стартиграфическое и структурное несогласие; *21* – перерыв в осадконакоплении

Описанные формации, весьма разные по составу и поэтому трудно сопоставимые, залегают на геосинклинальных формациях различных зон. До последнего времени, как известно, господствовало представление о том, что геосинклинальные формации Муйской зоны являются нижнепротерозойскими, Верхневитимской – верхнепротерозойскими. Однако резкое несогласие между ними не установлено, а имеющиеся наблюдения указывают на их взаимопереходы. Таким образом, геосинклинальные формации различных структурно-формационных зон, подстилающие орогенные образования, должны быть отнесены к одной подгруппе протерозоя, и их можно считать одновозрастными. С другой стороны, во внутренних зонах байкалид на них с глубоким размывом и структурным несогласием залегают венд-кембрийские отложения, накопление которых было связано с развитием крупных в целом наложенных на байкалиды самостоятельных раннекаледонских структур (Павловский, 1960; Беличенко, Хренов, 1965; Арсентьев, 1965; Базаров и др., 1968; Булгатов, Красильников, 1968; и др.).

Итак, орогенный ярус байкалид в Байкальской горной области был создан до венда. Об этом можно судить и на основании находок водорослевых остатков. Один комплекс строматолитов и микрофитолитов среднерифейского (Келлер и др., 1967; Королюк, Сидоров, 1971) или верхнерифейского (Хоментовский и др., 1972) возраста содержат доломит-кварцево-песчаная и карбонатно-сланцевая формации Прибайкальского прогиба, доломитовая формация Ципа-Витимканского прогиба

(Булгатов и др., 1969) и кварц-песчано-сланцево-доломитовая формация Сыннырской впадины, которые распространены в разных зонах байкалид. Соответственно должны параллелизоваться и считаться одновозрастными залегающие выше их терригенная флишоидная формация (Прибайкальский прогиб) и молассы (Ципа-Витимканский прогиб и Сыннырская впадина), являющиеся самыми молодыми в орогенном ярусе байкалид. Изложенное позволяет считать, что формирование орогенного яруса байкалид региона завершилось в среднем или верхнем рифее.

Наиболее древними из орогенных образований байкалид Байкальской горной области являются липаритовая, андезит-базальтовая, трахиандезит-дацитовая формации, выполняющие Ирокиндинскую и Сыннырскую впадины Муйской зоны и Прибайкальский прогиб. Породы липаритовой формации слагают гальку конгломератов молассовой формации Тулуинской впадины, две другие непосредственно перекрыты более молодыми орогенными формациями. В составе липаритовой и трахиандезит-дацитовой формаций отсутствуют терригенные отложения, в трахиандезит-дацитовой – терригенные песчано-алевролитовые осадки слагают линзующиеся горизонты. По всей вероятности, накопление вулканогенных формаций происходило в пологих прогибах проседания; в эту раннюю (первую) стадию орогенного этапа еще не была создана типичная контрастная горная область. Вторая стадия орогенного этапа характеризовалась формированием горного рельефа в Муйской зоне, образованием межгорных впадин и Прибайкальского прогиба, накоплением в них эффузивно-молассовых и молассовых формаций. В третью стадию развития орогенная структура была создана в Верхневитимской зоне, где остаточный геосинклинальный "доломитовый" прогиб постепенно переродился в Ципа-Витимканский межгорный, выполненный молассами. В Муйской зоне после второй стадии рельеф был снивелирован, и в ее отрицательных структурах, а также в Прибайкальском прогибе шло накопление доломит-кварцево-песчаной, карбонатно-сланцевой и кварц-песчано-доломитовой формаций. Усиление контрастных тектонических движений во второй половине третьей стадии вызвало накопление в них моласс и терригенной флишоидной формации.

В Енисейско-Саянской складчатой области байкалиды обнажаются на ограниченных площадях. Орогенные формации байкалид изучены в основном в краевой зоне этой области, в ее внутренних частях они редко могут быть выделены с необходимой достоверностью.

В Присаянском прогибе на гранитоидах саянского комплекса, отложениях бирюсинской и сублукской серий с резким несогласием залегает доломит-терригенная (молассоидная) формация (карагасская серия), перекрывающаяся с перерывом в осадконакоплении терригенной флишоидной формацией – оселковая серия (Дубин и др., 1969; Борукаев, 1970). В Урикско-Ийской структурно-формационной зоне к орогенной формации байкалид можно отнести молассы, слагающие ермосохинскую свиту и залегающие на геосинклинальных отложениях сублукской свиты с несогласием.

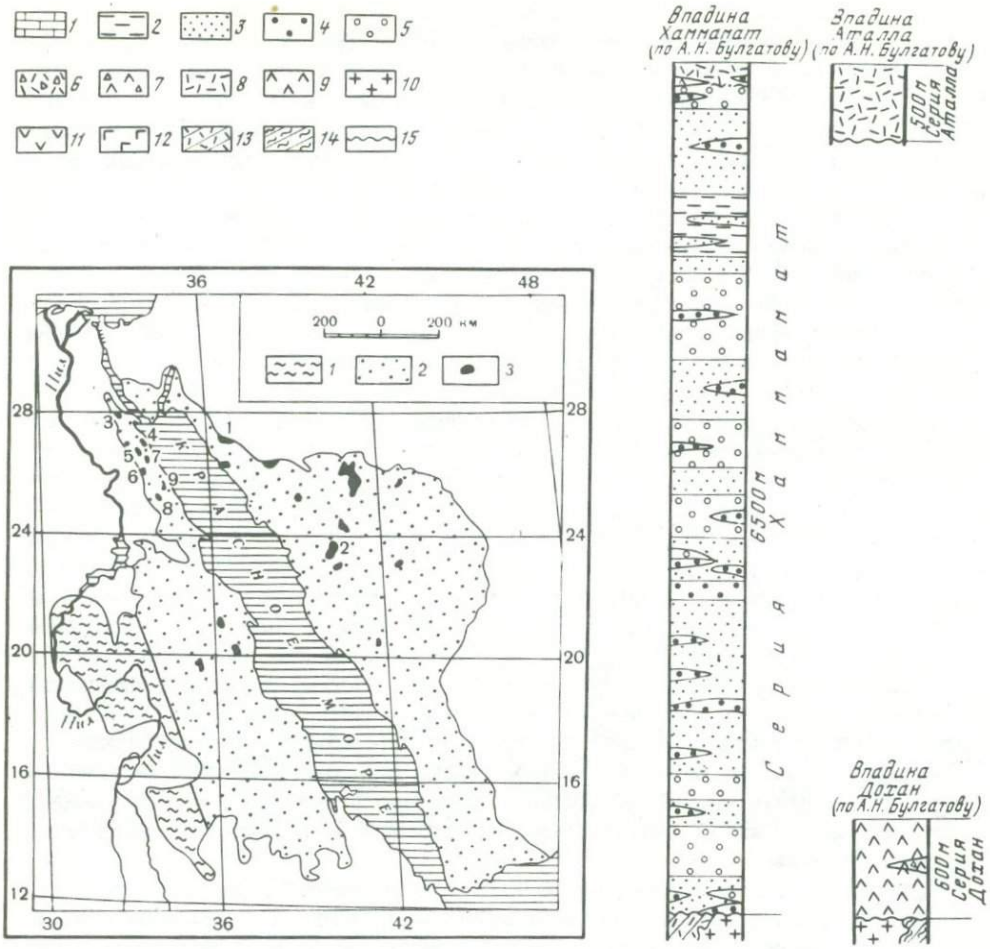
Другой структурой орогенного яруса байкалид в Енисейско-Саянской области является Канско-Ангарский прогиб. В основании выполняющего его комплекса залегает красноцветная континентальная (песчано-сланцевая) формация (нижнеангарская свита). Она ложится на размытую поверхность тунгусикской серии с угловым несогласием и перекрывается согласно карбонатной флишевой формацией дашкинской свиты (Вотах, 1966). В верхней части прогиба развита алевролит-песчаниковая молассоидная формация (тасеевская серия), залегающая на разновозрастных породах, в том числе и на породах ослянской серии. Расположенный на северо-восточной окраине Тейский прогиб выполнен породами чингасанской серии. На породах горбилокской свиты с размывом и структурным несогласием залегают молассы (низы лопатинской свиты), сменяющиеся вверх по разрезу маломощной доломитовой (верхи лопатинской свиты) и терригенной флишевой (карьерная и сукталминская свиты) формациями. Следует отметить, что формации Присаянского и Канско-Ангарского прогибов по мощности и составу близки. В орогенный этап развития байкалид они составляли, очевидно, единый Саяно-Енисейский прогиб.

Возраст описанных орогенных формаций определяется следующими данными. Они залегают на породах геосинклинального яруса (сублукская и тунгусикская серии). По строматолитам и микрофитолитам карагасская и оселковая серии могут быть сопоставлены с байкальским комплексом Прибайкалья (Хоментовский и др., 1972). С байкальской серией по водорослевым остаткам и другим геологическим данным этими авторами коррелируются также тасеевская и чингасанская серии Енисейского кряжа. Для определения верхней возрастной границы пород карагасской, оселковой, ослянской, тасеевской и байкальской серий имеет значение то, что на них с явным и скрытым несогласием ложатся платформенные вендские отложения мотской, усть-тагульской и островной свит, начало накопления которых отражает совершенно самостоятельный этап в развитии Сибирской платформы и структур, окаймляющих ее с юга (Хоментовский и др., 1972). Более того, с венда начинается новый этап в структурном развитии всего севера Евразиатского материка (Соколов, 1971). Таким образом, можно утверждать, что байкальский тектонический цикл на юге Восточной Сибири завершился до начала венда. Аравийско-Нубийский щит является частью огромной Африканской платформы, располагающейся в южном "платформенном" ряду (Штрейс, 1964). Сейчас многим представляется, что во все эпохи истории развития земной коры планетарные циклы диастрофизма не проявлялись одновременно. Однако последнее проявление складчатости на Аравийско-Нубийском щите, после которой складчатая область перешла в стадию платформенного развития, происходило так же, как и на юге Восточной Сибири, в рифее. Впервые отложения рифея в этом регионе были выделены Х. М. Е. Шюрманн в 1961 г. По современным данным, породы байкальского складчатого комплекса на этом щите резко преобладают. Более древние добайкальские образования развиты в западной части нубийской части щита (рис. 2), а также слагают срединные массивы различных размеров среди выходов формаций байкалид.

Орогенные формации байкалид распространены довольно широко. Они залегают на геосинклинальных метаморфизованных осадочных и вулканогенных формациях со стратиграфическим и структурным несогласием и выполняют наложенные межгорные впадины.

В центральной части Нубийской пустыни расположена крупная по размерам впадина Хаммамат, в пределах которой развиты отложения одноименной широко известной в мировой литературе серии. Составленный нами разрез в условиях идеальной обнаженности показал, что эта серия сложена мощной (до 6500 м) толщей пестроцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и сланцев. На них с перерывом, но со структурным согласием залегают липариты, дациты и андезиты мощностью до 100 м. Следующий тип разреза представлен монотонной толщей красноцветных липаритов серии Аталла, выполняющей одноименную впадину. Вблизи западного берега Красного моря на горе Дохан распространены пестроокрашенные дациты, андезиты и их туфы серии Дохан, известные как имерские порфиры (Chobrial, Lotfi, 1967). Только терригенными осадками (молассами) мощностью 4–6 км выполнены впадины Карим, Мия. В Израиле, Иордании и Саудовской Аравии аналогичные отложения относятся к серии Сарамуя и формации Хибши. Во впадине Игла разрез начинается липаритами мощностью до 100 м, которые перекрыты пестроцветными терригенными осадками – конгломератами и песчаниками (Akaad, 1957). Своеобразным является разрез серии Фатима, развитой в пределах одноименной впадины в Саудовской Аравии. Он начинается пестроцветными терригенными отложениями (конгломератами, песчаниками, сланцами) мощностью 25 м, сменяющимися вверх по разрезу основными эффузивами мощностью 20 м, зелеными сланцами мощностью 15 м, карбонатными породами и сланцами мощностью более 100 м и пестроокрашенными эффузивами различного состава, мощностью более 300 м (Karpoff, 1960). Наиболее распространенный тип разреза орогенных формаций представлен переслаивающимися между собой терригенными отложениями типа моласс, кислыми и средними эффузивами и их туфами. Эти отложения относятся к формациям Дара (Египет), Алба и Шаммар (Аравийский полуостров).

Как видно из характеристик орогенных формаций, во впадинах Аравийско-Нубийского щита можно выделить шесть типов разреза, относящихся к следующим



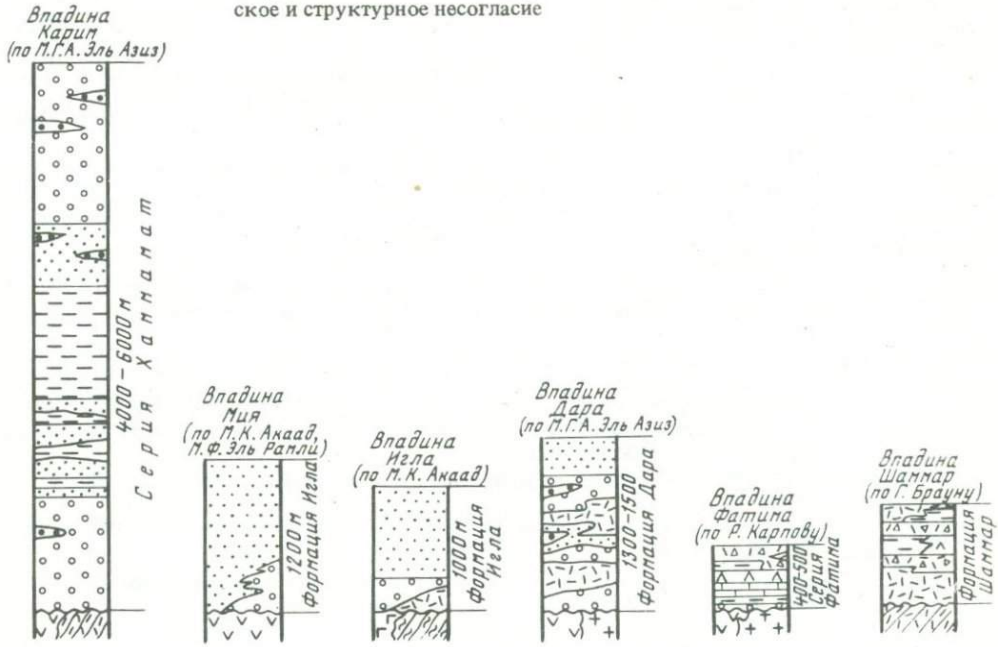
формациям: молассовой, дацит-андезитовой, липаритовой, андезит-липаритовой, эффузивно-молассовой, терригенно-карбонатно-эффузивной. Наиболее ранними из них являются дацит-андезитовая (впадина Дохан) и липаритовая (впадина Игла), которые образовались в первую стадию развития орогенной структуры байкалид. Во вторую стадию в связи с образованием контрастного горного рельефа с межгорными впадинами в последних отлагались молассовая (впадины Хаммамат, Карим, Игла, Мия, Сарамуя, Хибши и др.) и эффузивно-молассовая (впадины Дара, Алба, Шаммар) формации. В завершающую третью стадию орогенного этапа развития произошло излияние эффузивов андезит-липаритовой и липаритовой формаций (впадины Хаммамат, Аталла). Эффузивы липаритовой формации по химизму и акцессорным элементам аналогичны аляскитоидным гранитам типа Гаттариан, которые внедрились, по нашим наблюдениям, после складчатости моласс, выполняющих впадину Хаммамат. В эту стадию, по-видимому, образовалась терригенно-карбонатно-эффузивная формация (серия Фатима).

Орогенные формации байкалид Аравийско-Нубийского щита, как отмечалось, залегают несогласно на геосинклинальных формациях и перекрыты также несогласно платформенными осадками формации Кувейра и Сиг, относящимися к раннему палеозою. В местности Эль Кувейра (в 35 км северо-восточнее порта Акаба) и вади Сарамуя (юго-восточный берег Мертвого моря) на породах геосинклинального и орогенного яруса байкалид с размывом и угловым несогласием залегают: 1) пестроцветные песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты мощностью 250 м; 2) пестроцветные карбонатные песчаники, алевролиты, сланцы, аргиллиты, прослои известняков мощностью 27,5 м; 3) пестроцветные известняки, реже песчанистые известняки, доломиты мощностью 37,5 м, с фауной трилобитов,

Рис. 2. Схема распространения и разрезы отложений орогенного яруса байкалид Аравийско-Нубийского щита

Схема: *1* – область добайкальской складчатости; *2* – область байкальской складчатости; *3* – отложения орогенного яруса байкалид. Цифрами на схеме обозначены впадины: 1 – Шаммар; 2 – Фатима; 3 – Дара; 4 – Дохан; 5 – Аталла; 6 – Хаммамат; 7 – Карим; 8 – Игла; 9 – Мия

Разрезы: *1* – известняки; *2* – алевролиты и глинистые сланцы; *3* – мелко- и среднезернистые песчаники; *4* – гравелиты и крупнозернистые песчаники; *5* – конгломераты; *6* – туфы, туфобрекчии, лавобрекчии и туфоагломераты кислых эффузивов; *7* – туфы и туфобрекчии средних эффузивов; *8* – липариты; *9* – андезиты и дациты; *10* – плагиограниты, гранодиориты; *11* – диориты; *12* – габбро; *13* – метаэффузивы; *14* – метаморфические парасланцы; *15* – стратиграфическое и структурное несогласие



брахиопод нижнекембрийского возраста (Dubertret e.a., 1963). Слой ниже второй пачки можно, по-видимому, сопоставить с отложениями, которые в Сибири относят к юдомскому (вендскому) комплексу.

В карбонатных породах серии Фатима давно известны строматолиты (Karpoff, 1960). Они любезно были переданы мне геологами Саудовской Аравии и определены В. Ю. Шенфиль как Conophyton aff ressoti Mench., характерный для группы Атар северной части синеклизы Таудени. Таким образом, серию Фатима можно отнести к верхнему рифею.

В заключение следует отметить, что области байкалид после формирования орогенного яруса и проявления заключительных складчатости и интрузивного магматизма, которые имели место в среднем и верхнем рифее, развивались по-разному. Юг Восточной Сибири, начиная с венда, развивался по типу дейтероорогенных структур, а байкальская складчатая область Аравийско-Нубийского щита после рифея превратилась в платформу.

ЛИТЕРАТУРА

Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР (краткий очерк). – В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР", вып. 9. Улан-Удэ, 1965.

Базаров Д. Б., Булгатов А. Н., Нацаг-Юм Л., Очиров Ц. О., Цырендоржиев Ц. Ц. О тектоническом развитии Забайкалья и северо-восточной Монголии. – В кн. "Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий". Труды сессии Отделения наук о Земле АН СССР. М., "Наука", 1968.

Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.

Борукаев Ч.Б. Стратиграфические ряды формаций Прибайкальского и Присаянского прогибов. – В кн. "Тектоника Сибири", т. III. М., "Наука", 1970.
Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири. – Геология и геофизика, 1968, № 8.
Булгатов А. Н., Васильченко В. В., Гамчян А. А., Хипков А. В. Стратиграфия древних отложений, развитых в северной части Витимского плоскогорья, и их металлоносность. – Сов. геология, 1969, № 10.
Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. М., "Наука", 1973.
Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., "Наука", 1966.
Дубин П. В., Хоментовский В. В., Якшин М. С. Новые данные о геологии позднего докембрия Присаянья. – В кн. "Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы". М., "Наука", 1969.
Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамление. – В кн. "Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири". Красноярск, 1967.
Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. – Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 219.
Королюк И. К., Сидоров А. Д. Строматолиты Южного Прибайкалья. – Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 11.
Кудрявцев Г. А. О складчатостях позднего докембрия и кембрия. – Геотектоника, 1973, № 4.
Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Постельников Е. С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). – Труды ГИН АН СССР, 1973, вып. 243.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. II. М., "Недра", 1967.
Салоп Л. И. Байкальская складчатая система. – В кн. "Геологическое строение СССР", т. II. М., "Недра", 1968.
Соколов Б. С. Венд Севера Евразии. – Геология и геофизика, 1971, № 6.
Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С., Бутаков Е. П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., "Наука", 1972.
Хренов П. М. Некоторые замечания к тектонической карте Евразии и монографии "Тектоника Евразии". – Геотектоника, 1966, № 5.
Шатский Н. С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. "Гондвана". М., "Наука", 1964.
Akkad M.K. Petrography, Structure, and Time Relations of the Igla Formation Eastern Desert. – Egypt. J. Geol., 1957, v. 1, N 2.
Dubertret L., Daniel E.I., Bender F. Lexique stratigraphique international, v. III. Asie, Liban, Sirie, Jordanie. Paris, 1963.
Ghobrial M.G., Lotfi M. The Geology of Gebel Gatter and Gebel Dokhan areas. – Geol. Surv. Egypt, paper 40. Cairo, 1967.
Karpoff R. L'antecambrien de la Peninsule Arabique. Rept XXI Session Internat. Geol. Congr. Part IX. Precambrien Stratigraphy and Correlations. Copenhagen, 1960.

А. Л. ДОДИН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАЛЕДОНИД ЮГА СИБИРИ

Южное складчатое обрамление Сибирской платформы охватывает разнотипные гетерогенные структуры, исторически развивающиеся от архея до современного периода. В раннем протерозое на раздробленном архейском фундаменте заложился Центрально-Азиатский подвижной пояс, в северной части которого нами выделяются геосинклинальные системы байкалид и каледонид. Первая заложилась в раннем протерозое и закончила свое развитие в конце протерозоя. В этой геосинклинали выделяются два тектоноформационных пояса: внешний – миогеосинклинальный – и внутренний – эвгеосинклинальный, причем между ними намечается переходная зона, или миктогеосинклинальный пояс, с интенсивно развитым магматизмом основного и среднего состава.

Границей внешнего пояса байкалид и переходной зоны, которые на рубеже позднего протерозоя и эопалеозоя (венда) консолидируются и причленяются к

платформе, и внутреннего пояса является зона краевого шва, состоящая из ряда субпараллельных глубинных разломов.

Внутренний пояс байкалид занимал обширные пространства юга Сибири, от Горного Алтая на западе до Байкало-Патомского нагорья и Забайкалья на востоке, и характеризуется наличием различных более или менее подвижных блоков, ограниченных глубинными разломами. Различная подвижность отдельных блоков земной коры в протерозое, различающихся как мощностью гранитного и базальтового слоев, так и состоянием верхней мантии, обусловили наличие разнообразных структурно-формационных зон с разным набором осадочных, вулканогенных и магматических формаций (схема).

Весьма интересным является структурное взаимоотношение байкальской и каледонской складчатостей. Каледонский подвижный пояс заложился на раздробленном основании внутреннего пояса байкалид. Для каледонской (палеозойской) геосинклинали также различаются внешний и внутренний пояса. Первый расположен вблизи краевого шва Сибирской платформы и обычно отделен от внутреннего пояса каледонид барьерными поднятиями и глубинными разломами. Внешние прогибы каледонид вытянуты вдоль окраинной части платформы параллельно простиранию байкальских структур и сложены терригенными и карбонатными отложениями значительной мощности. Встречающиеся здесь отдельные интрузии гранитоидов размещаются вдоль глубинных разломов, ограничивающих прогибы. Внутренний пояс каледонид занимает обширные пространства юга Сибири. Проведенный структурно-формационный анализ позволяет выделить два типа каледонид, разграниченных субмеридиональной Ангаро-Желтуринской тектонической зоной (гравиметрический уступ). Эта зона, которая, вероятно, является частью крупного Транссибирского линеамента, намеченного В. И. Драгуновым (1962), прослеживается по геофизическим и геологическим данным в субмеридиональном направлении, от р. Желтура на юге до южного борта Байкала и далее на север вдоль р. Ангара на Сибирской платформе. К западу от Ангаро-Желтуринской тектонической зоны располагается Алтае-Саянская складчатая область фемического или салическо-фемического типа, по Т. Н. Спижарскому (1973). Восточнее выделяются каледониды салического типа Западного Забайкалья (см. схему).

Алтае-Саянская геосинклинальная область образовывала ряд "заливов" в тектонически переработанные и частично восстановившие свою подвижность блоки завершенной байкальской складчатости. В пределах Восточного Саяна наблюдаются своеобразные "входящие углы" каледонских структур в консолидированную область байкалид, причем местами эти структуры с эвгеосинклинальным типом разреза пересекают всю внутреннюю зону байкалид, достигая краевого шва Сибирской платформы (Утхумско-Хамсаринская зона).

По направлению к западу субширотные структуры каледонид Восточного и Западного Саяна сменяются дугообразными и радиальными структурами Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая и Салаира. Строение и резко меняющееся простирание этих дуг от северо-западного к северо-восточному до субмеридионального обусловлен сложной мозаикой раздробленного жесткого фундамента байкалид. Наличие жестких древних выступов байкалид как Томско-Терсинский в Кузнецком Алатау, Теректинский и другие в Горном Алтае, Сангиленский в Туве, Джебашский в Западном Саяне способствовали усложнению структур этих регионов.

В пределах алтае-саянских каледонид фемического типа наблюдаются интрагеосинклинальные и интрагеоантиклинальные области, разграниченные глубинными разломами. В пределах этих каледонид выделяются формации раннего и среднего геосинклинального и позднего орогенного этапов. В группе раннего геосинклинального этапа различаются следующие позднепротерозойские или вендские и нижнесреднекембрийские формации: спилит-диабазовая и алевролит-песчаниковая, доломитовая, доломит-известняковая, спилит-диабаз-кварц-кератофировая, спилит-диабазовая, известняково-доломит-конгломерат-песчаниковая, кремнисто-карбонатная, карбонатно-глинисто-песчано-конгломератовая. Среди интрузивных формаций к раннему этапу относится габбро-диабазовая и дунит-гарцбургитовая формации.

Породы спилит-диабазовой и алевролит-песчаниковой формаций, характерные для внутреннего пояса каледонид, накапливались в период заложения геосинклинали при ее длительном прогибании. Излияние основных и средних эффузивов сопровождалось привносом терригенного материала, который сносился с отдельных выступов байкалид вблизи троговых частей геосинклинали.

Наиболее распространенными породами являются андезитовые и диабазовые порфириты, подушечные лавы, лавобрекчии, туфы и песчаники. Встречаются кварцевые порфиры, конгломераты, а также сланцы. Эффузивы претерпели зеленокаменное изменение. Мощность образований этой формации позднепротерозойского или вендского возраста достигает 2200 м. К ней относятся сархойская, бахтинская, харальская и другие свиты.

Доломитовая и доломит-известняковая формации широко распространены как во внутреннем, так и внешнем поясе каледонид. В конце протерозоя или венда (эопалеозоя) и нижнего кембрия в раннюю стадию развития геосинклинали в медленно прогибающемя бассейне повышенной солености осаждались карбонатные илы.

Привнос карбонатного материала осуществляется с выравненных выступов байкалид, сложенных известняками и доломитами (Иркутно-Бийхемская, Удско-Дербинская и другие зоны). В прибрежных частях геосинклинали возникали рифовые постройки с водорослями и археоциатами. По составу пород обе эти формации сходны. Среди первой преобладают доломиты с отдельными пачками известняков и песчаников. Во второй преобладают известняки, содержащие пачки и горизонты доломитов. Изредка встречаются прослои песчаников и сланцев.

К доломитовой формации относится горхонская (забитская) свита (PR_3^3), слагающая значительные площади в Боксон-Сархойской зоне. Мощность ее определяется в 1850 м. К ней приурочены пласты и горизонты фосфоритов Ухагольского месторождения и др.

Отложения доломит-известняковой формации, мощность которых варьирует от 2000 до 3000 м, широко распространены как в окраинных частях интрагеосинклиналей, так и особенно в интрагеоантиклинальных зонах. К этой формации, вероятно, вендского возраста относятся овсянковская, бельсинская, белкинская, баратальская и другие свиты, а также боксонская и бирамьинская свиты нижнего кембрия. К доломит-известняковой формации приурочены месторождения бокситов, фосфоритов.

Спилит-диабаз-кварц-кератофировая формация является весьма характерной для ранней стадии развития троговых интрагеосинклинальных областей каледонид фемического типа.

В этих линейно-вытянутых длительно погружающихся прогибах вдоль крупных глубинных разломов происходила интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся привносом пирокластического материала и накоплением кремнистых и карбонатных пород. Областями сноса в этот период являлись прилегающие байкалиды и отдельные их выступы среди каледонской геосинклинали (Сангиленский, Томско-Терсинский, Джебашский и др.), с которых поступал терригенный и карбонатный материал в бассейны осадконакопления. В зависимости от характера развития прогибов и прилегающих интрагеоантиклинальных зон и срединных массивов в описываемой формации менялись соотношения вулканогенных и осадочных пород. Нередко подводное излияние лав сменялось накоплением карбонатных и кремнистых осадков.

В составе спилит-диабаз-кварц-кератофировой формации (возможно, здесь объединены две формации) преобладают диабазовые и андезитовые порфириты, спилиты, лавобрекчии, альбитофиры и кварцевые кератофиры и их туфы, часто перемежающиеся с известняками, кварцитами, кремнистыми сланцами и песчаниками. В отдельных участках заметно преобладание осадочных пород – песчаников, алевролитов, известняков. Породы формации метаморфизованы до зеленосланцевой фации и обычно окрашены в зеленые и темно-серые тона. Эффузивы претерпели зеленокаменное изменение; широко развиты хлоритовые, кварц-серицитовые сланцы. Известняки в значительной степени мраморизованы.

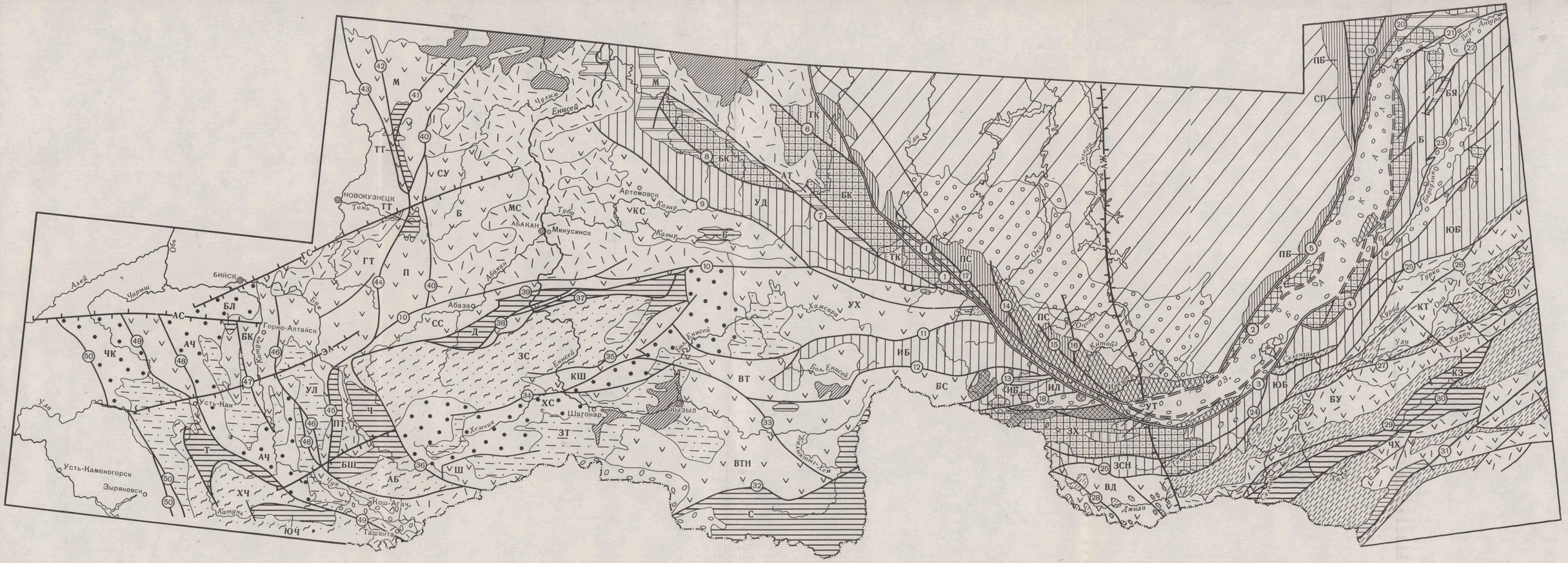


Схема тектонического районирования южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Составил А. Л. Додин

1 – структуры архейского (*а*) и раннебайкальского (*б*) комплексов фундамента платформы; *2* – выступы архейского комплекса среди байкалид; *3* – выступы байкалид среди каледонид: КЗ – Кяхтинско-Заганский, С – Сангиленский, Б – Бозыбайский, Д – Джебашский, ТТ – Томско-Терсинский, Т – Теректинский, ЮЧ – Южно-Чуйский, Ч – Чульчинский, БШ – Башкаусский, ПТ – Прителецкий; *4* – структуры внешнего пояса байкалид (с середины позднего протерозоя – фундамента платформы). Структурно-формационные зоны: ПС – Присаянская, ПБ – Прибайкальская, СП – Северо-Прибайкальская; *5* – раннебайкальские структуры внутреннего пояса байкалид; *6* – позднебайкальские структуры внутреннего пояса байкалид: *а* – интрагеосинклинальные, *б* – интрагеоантиклинальные. Структурно-формационные зоны: Б – Баргузинская, ЮБ – Южно-Байкальская, ЗХ – Западно-Хамардабанская, ЗСН – Зунмуринско-Снежнинская, ИБ – Иркутно-Бийхемская, УД – Удско-Дербинская, ТК – Туманшетско-Кукшерская, БК – Бирюсинско-Канская; *7* – структуры внешнего пояса каледонид, Структурно-формационные зоны: М – Манская, АТ – Агульско-Тагульская; ИЛ – Ильчирская, БЯ – Бирамьино-Янгудская; ХМ – Холоднинско-Мамская; *8* – структуры внутреннего пояса ранних каледонид: *а* – фемического типа, *б* – салического типа; *9* – структуры поздних каледонид (сложенные позднекембрийско-нижнеордовикскими образованиями); *10* – структуры поздних каледонид (сложенные ордовикско-силурийскими образованиями). Структурно-формационные зоны: ВД – Верхне-Джидинская, БС – Боксон-Сархойская, УХ – Утхумско-Хамсаринская, КС – Кизиро-Сисимская, СС – Северо-Саянская, ЗС – Западно-Саянская, КШ – Куртушибинская, ВТ – Восточно-Тувинская, ВТН – Восточно-Таннуольская, ХС – Хемчикско-Сыстыгхемская, ЗТ – Западно-Таннуольская, Ш – Шапшальская, М – Мартайгинская, СУ – Саралино-Усинская, Б – Батеневская, П – Патынская, ГТ – Горношорско-Телецкая, БК – Бийско-Катуньская, АБ – Абаканско-Башкаусская, УЛ – Уйменско-Лебедская, АЧ – Ануйско-Чуйская, ХЧ – Холзуно-Чуйская, ЧК – Чарышско-Коргонская, КТ – Курбинско-Туркинская, БУ – Боргойско-Удинская, ЧХ – Чикой-Хилокская; *11* – структуры орогенного этапа каледонид (межгорные прогибы наложенные) *12* – структуры орогенного этапа каледонид (межгорные прогибы унаследованные); *13* – структуры позднепалеозойской активизации; *14* – структуры мезозойских впадин (Рыбинской, Кызыльской и др.); *15* – структуры мезозойской активизации; *16* – структуры кайнозойской активизации; *17* – Сибирская платформа; *18* – Присаянский мезозойский предгорный прогиб; *19* – разломы краевого шва платформы (до середины позднего протерозоя граница внешнего и внутреннего поясов байкалид); *20* – глубинные разломы; *21* – региональные разломы; *22* – тектонические нарушения по геофизическим данным: АЖ – Ангаро-Желтуринский, ГС – Горно-Алтайско-Саянский, АС – Алтае-Саянский, ЭА – Элекмонарско-Артыбашский; *23* – главные разломы (цифры на схеме): 1 – Главный Саянский, 2 – Северо-Байкальский, 3 – Южно-Байкальский, 4 – Бурлинско-Баргузинский, 5 – Приморский (Обручевский), 6 – Огнитско-Туманшетский, 7 – Ийско-Канский, 8 – Манско-Агульский, 9 – Восточно-Саянский, 10 – Кандатско-Абаканский, 11 – Жомболокско-Куртушибинский, 12 – Сархойский (Оспинский), 13 – Ильчирский, 14 – Татинский (Передовой), 15 – Онотский, 16 – Иретский, 17 – Хульцайский, 18 – Северо-Тункинский, 19 – Абадинский, 20 – Холоднинский, 21 – Верхне-Ангарский, 22 – Бирамьинский, 23 – Баргузинский, 24 – Снежнинско-Итанцинский, 25 – Джидинско-Туркинский, 26 – Курбо-Киджимитский, 27 – Удино-Халойский, 28 – Шара-Азаргинский, 29 – Заганский, 30 – Хилокский, 31 – Чикойский, 32 – Агардакско-Сангиленский, 33 – Каахемский, 34 – Саяно-Тувинский, 35 – Усинский, 36 – Шапшальский, 37 – Южно-Боруссский, 38 – Борусский, 39 – Северо-Саянский, 40 – Усинско-Балыксинский, 41 – Урюпский, 42 – Мартайгинский, 43 – Восточно-Кузбасский, 44 – Кондомско-Лебедский, 45 – Курайско-Телецкий, 46 – Баратальско-Курайский, 47 – Сарасинский, 48 – Бащелакский, 49 – Чарышско-Теректинский, 50 – Удино-Бухтарминский (северо-восточная зона)

Значительная подвижность первичных троговых прогибов геосинклинальной системы каледонид, внутри которых длительное время происходило излияние лав, накопление пирокластического и обломочного материала, обусловили значительную мощность образований формации, до 3500–4000 м.

К этой формации относятся свиты нижнего кембрия (хохюртовская, утхумская, хамсаринская, казырская, кондомская, нижнемонокская, тапсинская, серлигская, манжерокская и др.). Со спилит-диабаз-кварц-кератофировой формацией связаны железорудные месторождения, проявления полиметаллов меди и марганца. Следует отметить возможность выделения андезит-базальтовой формации (кайбынская свита Горношорско-Телецкой зоны), к которой приурочены месторождения самородной меди.

Спилит-диабазовая формация также развита в троговых интрагеосинклинальных областях каледонид. Она распространена в Куртушибинской зоне Западного Саяна (чингинская серия), в Шапшальской, Восточно-Таннуольской и Западно-Таннуольской зонах Тувы (кадвойская свита), в пределах Горношорско-Телецкой зоны (кондомская свита) и отдельных участках Кизиро-Сисимской зоны Восточного Саяна (казырская свита), а также в Мартайгинской и Саралино-Усинской зонах Кузнецкого Алатау (канымская и берикульская свиты). Мощность образований формации достигает 2500–3000 м. С породами спилит-диабазовой формации парагенетически связаны отдельные месторождения железа.

Породы известняково-доломит-конгломерат-песчаной формации распространены главным образом во внешнем поясе каледонид и накапливались в окраинной части геосинклинали, вблизи внешнего пояса байкалид, причленившегося в конце протерозоя к Сибирской платформе. Снос терригенного материала происходил как с выступающих частей платформы, так и с барьерного поднятия кордильер, расположенного вдоль краевого шва платформы и внутреннего пояса байкалид.

Наиболее распространенными породами формации являются валунно-галечные конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями алевролитов и сланцев. В отдельных участках наблюдаются прослои и пачки известняков и доломитов небольшой мощности, а также отдельные горизонты андезит-диабазовых порфиритов. Общая мощность формации колеблется от 800 до 5000 м. К этой формации относятся холоднинская, туколамийская, анастасьинская, синерская, мрасская, горлыкская свиты нижнего кембрия. Среди этой формации имеются проявления марганца и возможно нахождение золотоносных россыпей.

Кремнисто-карбонатная формация, характерная для внутреннего пояса каледонид, представляет комплекс мелководных морских осадков, накопление которых происходило в обширных длительно прогибающихся прогибах. В состав формации входят известняки, известковистые песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы и кварциты. В отдельных участках встречаются основные эффузивы и их туфы. Возраст пород определяется по фауне как нижне- и среднекембрийский. Мощность формации от 1500–2000 до 2500 м.

К кремнисто-карбонатной формации относятся: крольская, хасуртинская, балахтисонская, устькундатская, усинская, сийская, каянчинская и другие свиты верхов нижнего кембрия (ленский ярус), осиновская, шагонарская, карасугская свиты среднего кембрия. С этой формацией связаны месторождения марганца и фосфоритов. В составе формации, мощность которой 2000–3000 м, выделяются песчаники, различные сланцы, а также известняки и конгломераты. К этой формации можно отнести унгутскую свиту нижнего кембрия, большекитатскую (тайдонскую), арбатскую, карабулунскую, еландинскую и другие свиты среднего кембрия.

Средний этап формирования каледонской геосинклинали охватывает период от верхнего, местами конца среднего кембрия до силура включительно. В этот период существования геосинклинальных условий формировались мощные терригенные и отчасти карбонатные толщи флишевой, флишоидной, молассовой, известняково-терригенной формации. Местами происходило накопление пород слоисто-известняковой формации и вулканогенных образований андезит-дацитовой и дацит-липаритовой формаций. Из интрузивных формаций для среднего этапа развития характерно становление интрузий кварц-диорит-плагиогранитовой и лейкогранит-аляскитовой формаций.

Флишевая и флишоидная формации являются типичными для среднего этапа развития геосинклинали. Накопление ритмически чередующихся осадков происходило в период инверсии геосинклинальных прогибов в бассейнах, испытывающих пульсационные колебания. Терригенный и значительная часть карбонатного материала поступали как с внутригеосинклинальных поднятий каледонид, так с близ расположенных выступов байкалид.

Для флишевой и флишоидной формаций присуще чередование терригенных пород разной зернистости с прослоями и пачками известняков. Породы, слагающие эти формации, представлены гравелитами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами, песчанистыми известняками, известняками и доломитами. Реже встречаются конгломераты, обычно приуроченные к базальным горизонтам и нижней части формации. Описываемые формации мощностью от 500–1500 до 5000 м широко распространены в пределах Алтае-Саянской складчатой области. К ним относятся верхнекембрийские отложения джидинской свиты Верхне-Джидинской, яматинской (мангатгольской) свиты Боксон-Сархойской, колпинской (сисимской) свиты Кизиро-Сисимской зон, аласугской свиты Куртушибинской и Шапшальской зон. Горноалтайскую свиту с широким развитием сланцев, вероятно, также следует отнести к флишоидной формации.

Молассовая формация имеет более ограниченное распространение. Накопление грубообломочных осадков этой формации происходило в сравнительно небольших прогибах верхнекембрийского или нижнеордовикского бассейна вблизи окраинных частей байкалид. В составе формации преобладают конгломераты, гравелиты, различные песчаники, алевролиты, реже туфы и прослои карбонатных пород. К молассовой формации относится сагасайрская свита верхнего кембрия – нижнего ордовика Ильчирской зоны, мощность которой достигает 1200–1500 м.

Известняково-терригенная формация представляет собой комплекс мелководных осадков, образовавшихся в наложенных прогибах верхнекембрийско-ордовикского и силурийского времени. Для формации характерно широкое развитие известковистых песчаников, алевролитов, различных сланцев и известняков. Последние часто содержат фауну трилобитов и брахиопод. К этой формации мощностью от 800 до 3000 м относятся китатская и горношорская свиты верхнего кембрия Мартайгинской и Горношорско-Телецкой зон, ордовикские и силурийские свиты Хемчикско-Систыгхемской, Уйменско-Лебедской, Ануйско-Чуйской, Холзуно-Чуйской и Чарышско-Коргонской зон поздних каледонид.

Андезит-дацитовая и дацит-липаритовая формации развиты в пределах довольно узких прогибов, заложенных вдоль глубинных разломов. Для них характерно чередование осадочных и вулканогенных пород. Преобладают андезитовые порфириты, кварцевые порфиры, альбитофиры, дациты, их туфы. Осадочные члены формации представлены различными песчаниками, кремнистыми сланцами и известняками. К этим формациям мощностью до 2000–3000 м относятся кожуховская свита ордовика Мартайгинской, кибрасская свита силура Саралино-Усинской, имирская и илейская свиты силура Кизиро-Сисимской и Утхумско-Хамсаринской зон.

Интрузии кварц-диорит-плагиогранитовой формации верхнекембрийского возраста характерны для начала среднего этапа развития каледонид. Пестрый состав пород этой формации обусловлен интенсивно проявленной дифференциацией и процессами ассимиляции и гибридизма. Формирование пород происходило в две фазы. В первую фазу образовались основные разности до диоритов и плагиогранитов. Во вторую фазу формировались биотитовые и амфибол-биотитовые граниты.

К интрузиям кварц-диорит-плагиогранитовой формации относятся джидинский, ольховский, таннуольский, мартайгинский, саракокшинский и другие одновозрастные комплексы. С ними связано золотое, железорудное и редкометальное оруденение.

В конце среднего этапа развития каледонид происходило становление интрузий лейкогранит-аляскитовой, а также гранит-граносиенитовой формации. Характерными признаками этих пород являются их лейкократовый облик и порфировидная

структура. Обычно это ультракислые разности гранитов, содержащие довольно большое количество щелочей.

К этой формации относятся тыгертышский, бреньский, огнитский и другие одновозрастные комплексы. Следует отметить, что крупные массивы описываемой формации залегают как среди каледонских структур, так и среди байкалид. С интрузиями этой формации связано редкометальное и полиметаллическое оруденение.

В поздний орогенный этап развития каледонид, охватывающий девонское время, происходят заложения межгорных впадин, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями большой мощности. Среди них выделяются породы красноцветной алеврит-песчаной и известняково-глинисто-песчаной, а также андезит-липаритовой, дацит-липаритовой и андезит-базальтовой формаций нижнего – среднего девона Ануйско-Чуйской, Холзун-Чуйской, Хемчикско-Систыгхемской структурно-формационных зонах поздних каледонид.

Девонские образования андезит-базальтовой пестроцветной алеврит-песчаной формации широко распространены также в пределах наложенных прогибов на раннекаледонском фундаменте (Минусинская группа прогибов), либо на структурах байкалид (Рыбинский прогиб), или в зонах сочленения последних с каледонидами (отдельные прогибы в Восточном Саяне). Отложения красноцветной алевролит-песчаниковой и глинисто-песчано-известняковой и угленосной лимнической формаций конца верхнего девона, карбона и перми, залегающие резко трансгрессивно на подстилающих породах, следует отнести к платформенным или к периоду позднепалеозойской активизации.

В эту орогенную стадию развития каледонид происходило внедрение довольно крупных массивов граносиенит-сиенит-диоритовой формации (ирбинский комплекс в Восточном Саяне, тельбесский комплекс в Кузнецком Алатау и Горной Шории и др.) раннедевонского возраста. С этими интрузиями связаны контактово-метасоматические железорудные месторождения и полиметаллическое оруденение. Среди кембрийских отложений интрагеоантиклинальных структур залегают стратифицированные массивы щелочных габброидов и сиенитов (патынский и казырский комплексы), с которыми связано титано-магнетитовое оруденение.

В Западном Забайкалье нами выделяется геосинклинальная система каледонид салического типа, среди которой намечаются три структурно-формационные зоны – Курбино-Туркинская, Боргойско-Удинская и Чикой-Хилокская (см. схему). Здесь развиты, в отличие от Алтае-Саянской области, главным образом формации раннего и среднего геосинклинального этапов. Для раннего геосинклинального этапа каледонид характерны следующие позднепротерозойские или вендские, нижне-среднекембрийские формации: андезит-дацитовая, глинисто-кремнисто-карбонатная, плагиолипарит-дацитовая, слоисто-известняковая, доломит-известняковая и аркозовая конгломерат-алеврит-песчаная.

Образования андезит-дацитовой и глинисто-кремнисто-карбонатной формаций накапливались в позднем протерозое или венде в период заложения геосинклинального прогиба при его длительном прогибании. Излияния кислых и средних эффузивов чередовались с отложением глинистых, кремнистых и карбонатных илов.

Наиболее распространенными породами этих формаций являются андезитовые порфириты, кварцевые порфиры, дациты, кремнистые и глинистые сланцы, песчаники, кварциты и известняки. Встречаются отдельные пласты и пачки гематит-магнетитовых руд. Мощность образований этих формаций, развитых в Курбино-Туркинской зоне (мылдыльгенская свита), достигает 5000 м. К ним условно можно отнести ононскую свиту Чикой-Хилокской зоны. Породы плагиолипарит-дацитовой формации, характерные для средней части Западно-Забайкальского внутреннего пояса каледонид, накапливались в интенсивно прогибающемся морском бассейне при широком развитии вулканических эксплозий и периодическом образовании известняковых биогермных рифов с обильной фауной археоциат.

Наиболее распространенными породами нижней части формации являются туфогравелиты, туфопесчаники с линзами известняков, кварцевые порфиты и их туфы, риолитовые и дацитовые порфиры с отдельными пластами рифогенных известняков.

В более верхней части преобладают туфы и лавы кварцевых порфиров и дацитов с горизонтами кремнистых туфов и известняков. Намечается ритмичное строение осадков. Вулканогенно-осадочные породы часто прорваны серией субвулканических интрузивных тел риолит-дацитовых порфиров и диабазовых порфиритов. Мощность образований этой формации колеблется от 2000 до 3500 м. К плагиолипарит-дацитовой формации относится олдындинская и боргойская свиты нижнего кембрия в Боргойско-Удинской зоне, а возможно, также нижнекембрийские нерасчлененные образования Чикой-Хилокской зоны. Эта формация является весьма продуктивной и вмещает сингенетические вулканогенно-осадочные колчеданно-свинцово-цинковые, сидеритовые и магнетитовые руды.

Слоисто-известняковая и доломит-известняковая формации, характерные для раннего этапа развития каледонид, представляют собой комплекс морских карбонатных осадков с небольшим количеством терригенного материала, накопление которых происходило в длительно прогибающихся линейно-вытянутых прогибах. В составе формации преобладают слоистые известняки, часто рифогенные с отдельными горизонтами кварцитов и базальных конгломератов. Местами кварциты составляют значительную часть разреза и тогда мы имеем отложения кремнисто-карбонатной формации. Возраст пород по фауне определяется как нижнекембрийский. К описываемой формации мощностью до 2500 м относится курбинская свита Курбино-Туркинской зоны.

С породами слоисто-известняковой или кремнисто-карбонатной формации связаны проявления марганцевых руд и фосфоритов.

Отложения доломит-известняковой формации, вероятно, накапливались в мелководном морском бассейне с повышенной соленостью воды. Привнос части карбонатного материала осуществлялся с выровненных поверхностей выступающих островов. Для этой формации характерно широкое развитие рифогенных известняков и доломитов с археоциатами и водорослями нижнего кембрия.

Среди известняков наблюдаются отдельные горизонты туфов и лав андезитовых порфиритов и дацитов.

Образования доломит-известняковой формации мощностью 900–1200 м развиты в северо-восточной части Боргойско-Удинской зоны, где они залегают на олдындинской свите низов нижнего кембрия. Отдельные исследователи относят описываемые доломиты и известняки к верхам олдындинской свиты (сухореченская пачка). Среди пород доломит-известняковой формации с горизонтами средних и кислых лав залегают сингенетические залежи колчеданно-полиметаллических руд (Озерное месторождение и др.).

Отложения аркозовой конгломерат-алеврит-песчаной формации также характерны для ранней стадии развития каледонид. Накопление терригенных толщ происходило в мелководном морском бассейне вблизи барьерных выступов байкалид. Образование грубообломочных пород, так же как и в каледонидах фемического типа, происходило в условиях интенсивных вертикальных колебаний внутри прогибов и близрасположенных кордильерах, с которых сносился терригенный материал.

В составе формаций выделяются песчаники с прослоями известняков, кварц-полевошпатовые и аркозовые песчаники, переслаивающиеся со сланцами, мелкогалечные конгломераты и алевритистые песчаники. К этой формации относится химгильдинская свита нижнего – среднего кембрия мощностью до 2100 м развитая в северо-восточной части Боргойско-Удинской зоны.

Отложения молассовой и красноцветной алеврит-песчаной формаций имеют довольно ограниченное распространение в каледонидах Западного Забайкалья.

Молассовая формация развита в Курбино-Туркинской зоне, где выделяется ямбуйская свита верхнего кембрия; залегающая трансгрессивно на подстилающих породах нижнего кембрия. Она сложена базальными конгломератами, песчаниками с прослоями сланцев. Мощность ее равна 500–600 м.

Красноцветная алеврит-песчаная формация распространена в северной части Боргойско-Удинской зоны, где выделена исташинская свита верхнего кембрия – нижнего ордовика мощностью до 1800 м. Последняя, трансгрессивно залегающая на

отложениях среднего и нижнего кембрия, характеризуется чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников и слюдисто-глинисто-карбонатных сланцев, обычно красноцветных тонов. В отдельных участках каледонид Западного Забайкалья нами выделяются породы дацит-липаритовой формации (ханжергаланская свита) условно силурийского возраста. Преобладают кварцевые порфиры, альбитофиры, дациты и их туфы. Мощность вулканогенных пород равна 800–1200 м.

В пределах каледонид салического типа широко распространены интрузии кварц-диорит-плагиогранитовой и лейкогранит-аляскитовой формаций, характерных для среднего этапа развития каледонид.

Породы кварц-диорит-плагиогранитовой формации, или формации пестрых батолитов, по Ю. А. Кузнецову, как и в пределах каледонид Алтае-Саянской складчатой области, обладают пестрым составом. Наряду с интенсивно проявленной дифференциацией имели место процессы ассимиляции и гибридизма. Формирование массивов этой формации (джидинский, ингодинский, унгинский, конкудеро-мамаканский комплексы) происходило в две фазы. В первую фазу образовались габбро-диориты, диориты и гранодиориты. Во вторую фазу сформировались амфибол-биотитовые граниты и плагиограниты. Возраст гранитоидных массивов этой формации определяется как верхнекембрийско-нижнеордовикский. С ними связаны золотое, редкометальное оруденение и железные руды.

Интрузии конца среднего этапа развития каледонид относятся к лейкогранит-аляскитовой и гранит-граносиенитовой формации (витимканский, огнитский комплексы).

Эти обычно ультракислые породы содержат большое количество щелочей. Крупные массивы этих формаций залегают как среди каледонид, так и среди байкалид. С лейкократовыми гранитами и граносиенитами, вероятно, силурийского возраста связаны редкометальное, полиметаллическое и оловянное оруденения.

К позднему – конечному – проявлению плутонической деятельности каледонид условно относятся стратифицированные интрузии габбро-сиенитовой формации (моностойский и другие комплексы) девонского возраста. С ними связаны титано-магнетитовые руды.

Геосинклинальное развитие южного складчатого обрамления Сибирской платформы завершилось в позднем девоне. К карбону каледонские структуры представляли консолидированный ороген, в пределах которого в конце палеозоя и особенно мезозое проявились сводово-глыбовые движения или постконсолидационная активизация (Щеглов, 1968). Структуры позднепалеозойской активизации выявлены среди каледонских структур и байкалид Западного Забайкалья, Восточного Саяна и Прибайкалья. Магматические проявления этого этапа представлены щелочными и нефелиновыми сиенитами и щелочно-ультраосновными интрузиями (зиминский и другие комплексы), с которыми связаны редкоземельное оруденение, апатит, графит и сырье на алюминий.

Осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы мезозойской активизации широко проявлены как среди каледонид салического типа Западного Забайкалья, так и среди каледонид фемического типа Алтае-Саянской складчатой области, а также байкалид Прибайкалья, Хамар-Дабана и Восточного Саяна. В раннемезозойском этапе активизации по разломам происходило заложение прогибов, выполненных вулканогенными породами трахиандезит-базальтовой и трахилипаритовой формаций (ургункуйская, тамирская, ичетуйская и другие свиты), прорванными интрузиями гранит-гранодиоритовой формации (бичурский комплекс), щелочных гранитов и сиенитов (куналейский комплекс) триаса и лейкогранит-аляскитовой формации (гуджирский, битуджидинский комплексы) раннесреднеюрского возраста. Мезозойские прогибы, выполненные нижне-среднеюрскими отложениями угленосной молассовой формации, развиты в Восточном Саяне, в участках сопряжения каледонских и байкальских структур по крупным разломам. Интрузии лейкогранит-аляскитовой формации и амазонитовые граниты (битуджидинский, самсальский, сейбинский комплексы), с которыми связано редкометальное оруденение, имеются также в Восточном Саяне. Эти данные расширяют перспективы каледонид фемического типа и байкалид Восточного Саяна и Хамар-Дабана на

редкометальные, флюоритовые месторождения и другие полезные ископаемые, связанные с проявлениями мезозойской активизации.

Второй этап в образовании мезозойских структур охватывает период от верхов средней юры до мела включительно, когда происходит формирование впадин забайкальского типа, выполненных преимущественно угленосными отложениями (тунгуйская свита, гусиноозерская серия), и проявлен вулканизм щелочно-базальтовой формации. В конце мезозоя и кайнозое на значительных участках Байкальского сводового поднятия, вблизи краевого шва Сибирской платформы, располагается ряд впадин байкальского типа (по Н. А. Флоренсову), сходных с рифтовыми системами других древних платформ.

ЛИТЕРАТУРА

Драгунов В. И. Транссибирский линеамент. – Геогр. сб. Геогр. об-ва СССР, 1962, т. XV.
Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., "Недра", 1973.
Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., "Недра", 1968.

В. С. БОЧКАРЕВ

ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВПАДИНЫ ОБРУШЕНИЯ ЮГА СИБИРИ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В сравнительно узкой зоне, охватывающей южную часть Сибири, а также продолжающейся на запад в пределы Казахстана, Тургая и Южного Урала, распространены компактные системы раннемезозойских впадин, формирование которых так или иначе связано с конседиментными разломами (отсюда и название – "впадины обрушения"). По формациям, выполняющим эти впадины, их тектонике и некоторым другим признакам впадины обрушения близки между собой. Определенное сходство с ними имеют близкие по времени формирования унаследованные прогибы, которые приобрели взбросово-надвиговое ограничение лишь в позднем мезозое и кайнозое. В связи с этим, т.е. в силу конвергенции, комплексы отложений, выполняющие два упомянутых типа впадин, обычно относят к одному структурному ярусу.

В зависимости от теоретических представлений и выбранных критериев этот в сущности гетерогенный структурный комплекс полностью или частично рассматривается одними исследователями в качестве позднегеосинклинального (орогенного) яруса, другими – нижнего платформенного (катаплатформенного) яруса, третьими – в качестве дейтероорогенного (аркогенного) яруса и т.д.

Так, В. Е. Хаин (1964, 1973) и некоторые другие исследователи этап формирования раннемезозойских впадин Западной Сибири и Урала относят к концу орогенного периода, завершающего геосинклинальный цикл тектогенеза. К сожалению, в пользу такой трактовки данных никаких аргументов ими не приводится. Н. С. Шатский (1951), А. Л. Яншин (1955, 1965), И. И. Горский (1963) и еще ряд геологов рассматривают нижнемезозойские отложения, выполняющие впадины обрушения, а также синхронные формации в плоских прогибах, которые распространены в основании синеклиз и близких им структурных форм, в качестве нижнего платформенного структурного яруса. В пользу этого приводятся следующие три соображения: 1) упомянутые формации по своему составу и степени метаморфизма являются платформенными; 2) они сформировались несколько позднее главной складчатости, завершившейся в варисцидах – наиболее молодых в данной области складчатых горных сооружениях – полной кратонизацией; 3) в ряде крупных прогибов наблюдается постепенная смена нижнемезозойского комплекса

верхнемезозойским, который всеми исследователями считается платформенным структурным комплексом.

Следует подчеркнуть, что при этом доминирует стратиграфический подход, при котором практически все одновозрастные отложения, в данном случае нижнемезозойские, рассматриваются в качестве однотипных в тектоническом отношении.

Сторонники выделения рассматриваемых отложений в качестве промежуточного или так называемого второго структурного яруса (параплатформенного, парагеосинклинального и т.п.) обычно ограничиваются указаниями на то, что они не похожи ни на типично платформенные структурные комплексы, ни на типично геосинклинальные и от тех и других отделены региональными угловыми несогласиями (Н. П. Туаев, В. Д. Наливкин, Н. В. Шаблинская, И. К. Туезов, Д. Б. Тальвирский и др.). Особенно широкое распространение получила эта точка зрения среди геофизиков, главным образом сейсморазведчиков. Это и понятно, так как именно последние обычно не применяют формационный и сравнительно тектонический анализы, позволяющие в совокупности вскрыть историю формирования региона или отдельных впадин.

В последние годы значительное развитие получило представление о дейтероорогенной природе всех рассматриваемых нами раннемезозойских впадин (Боголепов, 1967, 1968; Башарина, 1972; Боголепов, Ермиков, 1973; Ермиков, 1973; и др.). При этом считается, что орогенез – горообразование – следует противопоставлять и геосинклинальному, и платформенному тектоническим процессам, подразделяя его на два типа. Если орогенез прерывает (завершает) геосинклинальное развитие, его следует называть "протоорогенезом"; если же он является внегеосинклинальным, то его предлагается называть "дейтероорогенезом". В последнем случае, т.е. при дейтероорогенезе, на фоне мощных сводовых и сводово-глыбовых поднятий, которым сопутствует образование впадин обрушения – чаще всего грабенов и односторонних грабенов, – происходит формирование гранитоидов и других интрузивных тел, изливаются пестрые по составу щелочные лавы.

Эта форма орогенеза, по существу ничего общего не имеющая с протоорогенезом, и должна противопоставляться геосинклинальному процессу (включая сюда формирование складчатых горных сооружений) и платформенному тектогенезу. При таком понимании дейтероорогенез будет отвечать аркогенезу в понимании Е. В. Павловского (1953), наиболее активно проявившемуся в Забайкалье в мезозое. Критерии, которые используются исследователями при выяснении тектонической природы раннемезозойских впадин Южной Сибири и смежных районов, а также избранные при этом термины существенно зависят от выбора того или иного подхода к решению проблемы и делают целесообразным рассмотрение методологических аспектов данной проблемы.

Сравнительный тектонический анализ раннемезозойских впадин юга Сибири, Казахстана, Тургая и Южного Урала показывает, что распространеные здесь системы впадин глубоко различаются главным образом по типу порождающих их процессов или, другими словами, по условиям их формирования, которые подчеркнуты морфологическими признаками, в частности обособленным расположением этих систем (схема). По условиям формирования и с учетом закономерных изменений, происходящих вдоль той или иной системы впадин, представляется возможным выделить некоторые генетические типы и классы структурных комплексов и ярусов и соответствующих им впадин.

Прежде всего обособляются дейтероорогенный (аркогенный) и раннеплатформенный или *катаплатформенный,* как мы его называем, структурные комплексы. По знаку (направлению) региональных тектонических движений катаплатформенный комплекс подразделяется в латеральном направлении на два структурных яруса – тафрогенный и койларный. Тафрогенный ярус охватывает туринскую (триас) и челябинскую (рэт-лейас) серии, которые выполняют своеобразные грабены, возникшие в связи с обрушением призамковых частей крупных сводовых поднятий (Бочкарев, 1964, 1971; Боголепов, 1967). Само сводовое поднятие возникло в начале платформенной стадии развития Урало-Сибирской палеозойской складчатой области и является по своей природе унаследованным по отношению к

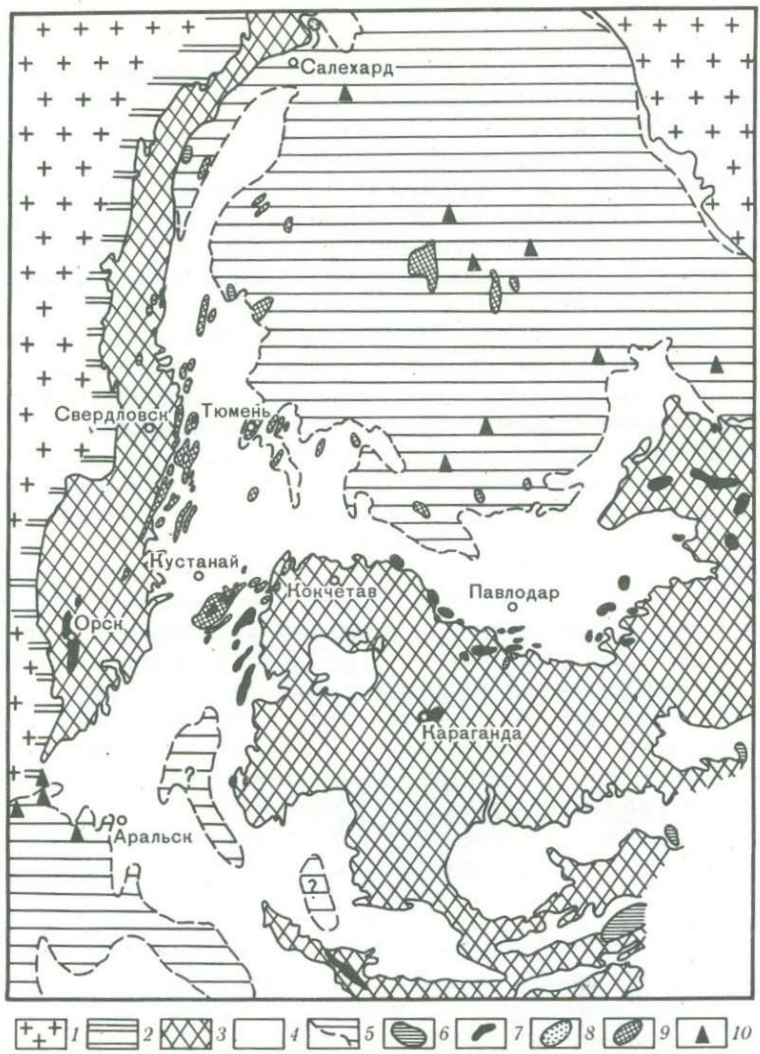


Схема распространения раннемезозойских впадин в пределах Урало-Сибирской молодой платформы

1 – древние платформы; *2* – передовые прогибы; *3* – выступы (щиты) палеозойского фундамента; *4* – части плит с меловым и кайнозойским чехлом; *5* – площадь распространения среднеюрских отложений чехла; *6* – раннемезозойские унаследованные прогибы (койларный ярус); *7* – юрские дейтероорогенные (аркогенные) впадины; *8* – рэт-лейасовые грабены; *9* – впадины обрушения, выполненные туринской серией (триас); *10* – скважины, вскрывшие триас в составе койларного структурного яруса

этапу общей инверсии геосинклинальной области. Тафрогенный этап, как и койларный, о котором речь будет идти дальше, обусловлен особенностями геосинклинальной предыстории и, в частности, быстрой консолидацией фундамента Урало-Сибирской плиты.

Другие исследователи, в частности В. Е. Хаин (1964, 1973), тафрогенный структурный ярус относят к образованиям фундамента, рассматривая соответствующий этап в качестве завершающего геосинклинальный цикл.

Койларный структурный ярус (от греческого koilα – впадины, углубления и "αρα" – частица, обозначающая связь последующего с предыдущим) представляет собой структурную спайку между дислокациями фундамента и сплошного платформенного чехла. Отложения кайларного яруса выполняют изолированные унаследованные прогибы и целые системы таких прогибов, так или иначе связанных между

собой. Этот ярус по возрасту относится в основном к раннему мезозою, хотя нижняя его граница местами опускается в верхнюю пермь, а верхняя – поднимается до мела включительно.

Таким образом, перечисленные слоистые структурные элементы классифицируются нами следующим образом.



В более дробной (разветвленной) классификации в соответствии с предложениями Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого (1960 г.) можно предусмотреть разделение впадин по особенностям формаций (с эффузивами и без них) и по структурным признакам (приразломные впадины, односторонние грабены, грабены; затем в двух последних группах можно предусмотреть дальнейшее деление – по расположению сбросов: на синтетические и антитетические – Бочкарев, 1971).

Дейтероорогенный структурно-формационный комплекс наиболее характерен для Забайкалья, для его Яблоново-Становой зоны, где он формировался практически в течение всего триасового, юрского периодов и почти всего мелового. Формации, выполняющие дейтероорогеннные впадины, представлены группой только континентальных осадочных или осадочно-вулканогенных молассоид конгломерато-песчанико-аргиллитового состава, часто угленосных или красноцветных (Михно, Соловьев, 1965; Боголепов, 1967; Боголепов, Ермиков, 1973; и др.). Среди вулканитов преобладают лавы и пирокласты щелочной специализации от трахибазальтовых до трахилипаритовых; в пределах эвгимнических пространств локализуются синхронные батолиты и более мелкие интрузии габбро-диорит-гранитовой ассоциации субщелочного, щелочного и местами известково-натриевого состава (Михно, Соловьев, 1965; и др.). Наиболее интенсивно вулкано-плутонические ассоциации формировались в течение юрского периода. В это же время возникло большинство грабенов Яблоново-Становой области, период образования которых местами растянулся до позднего мела. Впадины располагаются здесь в виде четковидных полос и цепочек, местами кулисообразных (Флоренсов, 1960; Боголепов, 1967). Вулканогенные образования нередко "выхлестываются" за пределы впадин и имеют изометричные, расплывчатые контуры распространения. Мезозойские впадины вытянуты вдоль разломов, которые более или менее устойчиво следуют в силу консеквентности основным складчатым дислокациям докембрийского субстрата. Глубина впадин, представляющих собой в основном односторонние грабены, приразломные впадины или грабен-синклинали, достигает 2–3 км при несколько большей ширине и длине, исчисляемой, как правило, десятками километров. Пологие складки, местами осложненные сбросами, ступени или моноклинали представляют собой основные формы дислокаций мезозойского комплекса, обязанные пассивному отражению блоковых движений фундамента (Писцов, 1963; Боголепов, 1967; и др.). Некоторые впадины имеют постседиментационное (?) взбросово-надвиговое ограничение.

Юрские впадины в виде компактной системы из пределов Забайкалья прослеживаются через северную часть Алтае-Саянской области, Центральный Казахстан, Тургайский пролив до Южного Урала, где юрские отложения выполняют скорее

межгорстовое пространство в пределах синклинория. В западной части этой субширотной огромной области (к западу от 100-го меридиана) юрские магматические образования крайне редки и появляются впадины, которые связаны не столько с крупными разломами фундамента, сколько с синклинориями варисской эпохи складчатости (Карагандинская, Орская и другие впадины). Тем не менее главные признаки именно дейтероорогенной (аркогенной) геотектонической природы впадин здесь сохраняются: впадины по времени сильно оторваны от геосинклинального периода, не связаны с ним пространственно, располагаясь вдоль зон консолидации любого возраста от глубокого докембрия до позднего палеозоя в виде единой системы однотипных впадин. Там, где эти впадины перекрыты платформенным чехлом (Тургай, юг Западно-Сибирской низменности), дейтероорогенный комплекс не связан с ним каким-либо структурным подобием и отделен несогласиями, которые подчеркивают различный знак региональных тектонических движений (сводовые поднятия при дейтороорогенезе и медленное прогибание фундамента при формировании платформенного чехла).

В унаследованных прогибах, которые окаймляют зону обрушения (Кендерлыкский, Илийский, Северо-Устьюртский и другие), формируются грубообломочные толщи или прекращается осадконакопление как раз в тот период, который отвечает времени проявления наиболее активной стадии дейтероорогенеза. На востоке дейтероорогенной области в связи с расширением последней в мезозое в сущности был подавлен синхронный геосинклинальный процесс, чудом уцелевший в пределах Монголо-Охотского регрессивного авлакогена (Бочкарев, 1971).

Таким образом, дейтероорогенез – процесс автономный, не связанный ни с геосинклинальным, ни с платформенным, которые он может местами прерывать.

Дейтероорогенные впадины морфологически близки впадинам тафрогенного класса (огромные грабенообразные впадины глубиной до 4 км и длиной до 200 км), имея с ними не только структурное подобие, но и одинаково несогласные соотношения со структурами фундамента и платформенного чехла, что связано с одинаковым знаком региональных тектонических движений (сводовые поднятия). Однако тафрогенный ярус глубоко отличается от дейтероорогенного комплекса в формационном отношении (отсутствуют щелочные вулкано-плутонические ассоциации и вообще сколько-нибудь значительные интрузии, развиты лишь дайки долеритов; вулканиты – в основном базальты – не имеют щелочной специализации, совершенно не развито олово-ртутно-золотоносное оруденение, характерное для Забайкалья и т.п.) кратковременностью, одноактностью формирования и локализацией только в пределах той части герцинид, которая испытывает активную консолидацию фундамента. Тафрогенез всегда непосредственно следует за позднегеосинклинальным орогенезом. Иными словами, формирование тафрогенного яруса полностью обусловлено особенностями геосинклинальной предыстории, подготовлено ими и следует тотчас за ней.

Грабены тафрогенного класса располагаются в виде зон, вытянутых вдоль дислокаций фундамента, хотя местами секут их под острым углом. Их распространение контролируется характером консолидации фундамента. В частности, известно, что активность главной складчатости на Урале резко снижается в крайних северной и особенно южной частях, где получили развитие периклинальные и последующие унаследованные прогибы. Вдоль фронта срединной части Уральской складчатой системы, так же как и, например, перед Аппалачами, развит передовой прогиб, а в тылу ее над эвгеосинклинальной частью широко распространен тафрогенный ярус. Последний исчезает в северном и южном направлениях. Даже в пределах единого для Урало-Тагило-Магнитогорского мегасинклинория, который местами расширяется, и в его ядре установлены верхнепалеозойские отложения и отмечена особенность: Мостовской, Волчанский и Богословско-Веселовский рэтлейасовые грабены локализованы лишь там, где разрез синклинория завершается девоном или низами карбона.

Описанные взаимоотношения позволяют, как уже указывалось, рассматривать тафрогенез в качестве процесса формирования унаследованного сводового поднятия по отношению к позднегеосинклинальной общей инверсии. Где эта инверсия

ослабевает и в катаплатформенный этап получают развитие унаследованные прогибы и другие частные дислокации, там тафрогенный ярус отсутствует.

Таким образом, при тектоническом районировании необходимо учитывать тип процесса, который формирует те или иные впадины. Это хотя и осуществляется с помощью формационного и сравнительного тектонического анализов, но не означает, что следует остановиться только на последних двух видах исследований. Иными словами, тектоническое районирование крупных территорий должно осуществляться в рамках ретроспективных систем, как их понимают Г. Штилле, Ю. А. Косыгин, К. В. Боголепов и другие геологи. Использование лишь морфологических признаков приводит иногда к выделению гетерогенных структурных комплексов и тектонических единиц.

ЛИТЕРАТУРА

Башарина Н. П. Тектоника мезозойских впадин Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1972.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.– Геология и геофизика, 1968, № 8.

Боголепов К. В., Ермиков В. Д. Карта тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса в масштабе 1:2 500 000.– Геология и геофизика, 1973, № 1.

Бочкарев В. С. О геотектонических условиях формирования нижнемезозойских депрессий восточного склона Урала и Зауралья.– Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 9.

Бочкарев В. С. О типизации авлакогенов и грабенов на генетической и морфологической основе.– Труды ЗапСибНИГНИ, 1971, вып. 46. Тюмень.

Горский И. И. Нижнемезозойские тектонические движения Казахстана.– В кн. "История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане". М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Ермиков В. Д. Тектоника мезозойского орогенного комплекса Хангай-Хэнтэй-Яблоно-Становой горной области.– В кн. "Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии". Новосибирск, "Наука", 1973.

Михно Н. П., Соловьев В. А. Мезозойские структурно-формационные комплексы Западного Забайкалья.– Геология и геофизика, 1965, № 4.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.– Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.

Писцов Ю. П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья.– Геология и геофизика, 1963, № 9.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964 (изд. 1-е), 1973 (изд. 2-е).

Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности.– В сб. "Памяти академика А. Д. Архангельского". М., Изд-во АН СССР, 1951.

Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбинского поднятия.– Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.– В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.

В. И. ГРОМИН

МАЛЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ЮЖНОГО УРАЛА

При исследовании малых структурных форм можно решать задачи двух типов: "внутренние" и "внешние". Во "внутренних" задачах целью исследования являются сами малые структурные формы – изучаются морфология, размеры, пространственные взаимоотношения малых форм. Другими словами, выполняются исследования строения отдельных небольших участков земной коры на уровне минеральных зерен и пород. К "внутренним" задачам относится и реконструирование механических свойств слоев, участвующих в образовании малых структурных форм, и процессов,

создавших указанные формы. При таком реконструировании с большей уверенностью по сравнению с исследованием крупных структурных форм можно использовать аналогии с экспериментальной деформацией горных пород в различных термодинамических обстановках, так как малые формы и образцы испытываемых в лаборатории пород сопоставимы по размерам.

"Внешние"задачи связаны с применением сведений, полученных при изучении малых структурных форм, для исследования морфологии и процессов образования крупных тектонических форм. В ряде случаев по малым структурным формам можно предсказать тип крупной структуры в плохо обнаженном районе. Нередко по малым структурным формам определяют стадии деформации геологических тел, приведшие к образованию крупных структур. "Внешние" задачи сложнее "внутренних", так как требуют для своего решения детального и очень трудоемкого изучения малых структурных форм на больших территориях. Еще недостаточно изучен вопрос о соразмерности сравниваемых малых и крупных форм. Например, пока неизвестно, в какой мере геолог может использовать малые формы, размеры которых не превышают единиц сантиметров, для выявления типа крупной структуры, измеряемой несколькими километрами и более. Аналогичные трудности существуют при распространении выводов о стадиях деформации, полученных при изучении малых структурных форм, на суждения о последовательности процессов деформации крупных форм. В результате многие "внешние" задачи пока не имеют однозначного решения.

Представленная работа посвящена сравнению малых структурных форм метаморфических толщ Агинского поля в Восточном Забайкалье и максютовского комплекса, распространенного в бассейне р. Сакмары на Южном Урале. Основное внимание уделено рассмотрению "внутренних" задач и отчасти затронуты вопросы связи малых форм с крупными тектоническими структурами, т.е. "внешние" задачи.

В указанных районах широко развиты различные сланцы с хлоритом, слюдами, кварцем, актинолитом; кварциты; метаморфизованные эффузивы; реже встречаются карбонатные породы. Отличительной особенностью максютовского комплекса является присутствие в нем эклогитов и глаукофановых сланцев. Мощность пород максютовского комплекса достигает приблизительно 4000 м (Добрецов, 1969), а метаморфических толщ Восточного Забайкалья (кулиндинская и ононская свиты) – примерно 5000–6000 м (Аментов, 1963). Возраст толщ неясен и предполагается рифейским для максютовского комплекса и позднепротерозойским – раннекембрийским для метаморфических пород Агинского поля.

Таким образом, по составу, мощности, возрасту, по типам слоистости сравниваемые комплексы метаморфических пород близки друг другу. Однако они различаются по структурному положению на фоне крупных, региональных структур. Максютовский комплекс залегает в виде субмеридионально вытянутой полосы, примерно параллельной общему "уральскому" простиранию. Метаморфические породы Агинского поля распространены в виде изогнутой полосы, северная и южная части которой приблизительно параллельны "забайкальскому" северо-восточному простиранию, а центральная часть резко не совпадает с ним и имеет северо-западное простирание. Вероятно, существует различие между сравниваемыми метаморфическими толщами и по термодинамическим условиям их образования. Присутствие эклогитов и глаукофановых сланцев говорит о более высоких давлениях и температурах формирования максютовского комплекса. Поэтому представляет интерес выяснение влияния указанных черт сходства и различия метамофрических пород на развитые в них малые структурные формы.

Малые складки широко распространены и в древних толщах Агинского поля и в максютовском комплексе. По морфологическим признакам они обнаруживают значительное сходство между собой. Нередко два крупных образца, один из которых отобран на Южном Урале, а другой – в Восточном Забайкалье, практически невозможно отличить друг от друга ни по составу пород, ни по геометрии микроскладок, наблюдаемых в этих образцах. Для малых складок сравниваемых территорий характерно резкое преобладание форм с увеличением мощности слоев в сводовых частях складок. Значительно чаще встречаются формы с округлыми

сводами, чем с острыми и прямолинейными (kink-bands). По-видимому, в обоих районах количество несимметричных складок превышает количество симметричных.

Отчетливо выявляется зависимость размеров складок и степени их сжатости, т.е. отношения длины полуволны к амплитуде складки, от мощности слоев. Чем меньше мощность слоя, тем, как правило, меньше размер складок и больше их сжатость. Многие случаи дисгармонии складок связаны с этой зависимостью и определяются мощностью деформируемых слоев и их взаимным расположением. Отмечены и другие типы дисгармоничной складчатости. Один из них вызывается в основном различием слоев по механическим свойствам, а второй – преимущественно особенностями распределения напряжений, в результате которого соседние слои могут быть подвергнуты различным механическим воздействиям.

На обеих территориях распространены многопорядковые гофрировки пластов по падению, по простиранию и диагональные (Громин, 1970). Имеются в виду малые складки, шарниры которых либо параллельны простиранию пласта (гофрировка по падению), либо параллельны линии падения (гофрировка по простиранию), либо образуют косой угол с линией падения (диагональная гофрировка). Обычно ясно выражен один из названных типов гофрировок, но встречается и наложение различных типов гофрировок. В итоге образуются системы микрокупольных складок, аналогичных пересекающейся складчатости, описанной в работах Рамсея (Ramsay, 1967), Е. И. Паталахи и Ю. Ф. Слепых (1972) и др.

Переходя к оценке интенсивности малой складчатости сравниваемых метаморфических толщ, необходимо отметить некоторую неопределенность этого термина. В геологической литературе отсутствует общепринятое строгое определение понятия "интенсивность складчатости". Различные количественные методы оценки интенсивности складчатости рассмотрены в работе А. В. Вихерта (1972). Этим же автором предложены показатели интенсивности складчатости: коэффициент избыточной длины слоев и относительная частота антиклиналей. К сожалению, особенности использования указанных методов в оценке мелких складок (от миллиметров до первых метров) при изучении сравнительно больших территорий, типа тех, которым посвящена статья, в необходимом объеме пока не изучены. По-видимому, основное осложнение в применении данных методов к малым складкам заключается в чрезвычайно большой трудоемкости сбора количественного фактического материала.

Возможно, большинство геологов "интенсивность складчатости" интуитивно понимают приблизительно одинаково (Шолпо, 1971). Определение интенсивности складчатости, предложенное А. В. Вихертом, довольно точно соответствует таким интуитивным представлениям.

С учетом изложенного выше автор счел целесообразным пока ограничиться качественным визуальным методом в оценке интенсивности малой складчатости исследуемых районов. Проводилось сравнение образцов горных пород, содержащих микроскладки, фотографий и зарисовок обнажений, оценивалось распределение по полощади участков с высокой и низкой интенсивностью складчатости. В итоге автор пришел к выводу, что интенсивность малой складчатости в целом для древних толщ Агинского поля и для максютовского комплекса одинакова. И на Южном Урале и в Восточном Забайкалье участки низкой интенсивности малой складчатости чередуются с участками высокой интенсивности. Последние нередко связаны с зонами разломов, с особенностями слоистости и состава деформированных пород, но существуют участки высокой интенсивности малой складчатости и вне связи с литологией или разломами. И наоборот, отмечены участки низкой интенсивности складчатости в таких породах, тип слоистости и состав которых должны благоприятствовать развитию складчатости высокой интенсивности.

Таким образом, по морфологии, размерам, по взаимоотношениям в пространстве малых складок, по интенсивности малой складчатости сравниваемые метаморфические толщи весьма близки друг другу. Главные их различия состоят, вероятно, в различной ориентировке малых складок, в различном рисунке распределения участков с высокой и низкой интенсивностью малой складчатости. К сожалению, по этим признакам автор пока не располагает достаточным количеством фактического

материала. Основываясь на полевых наблюдениях, можно предположить, что в максютовском комплексе больше распространены лежачие складки.

Продолжая сравнение территорий по малым формам, отметим, что будинаж и на Южном Урале, и в Восточном Забайкалье развит в меньшей мере, чем малые складки, и, в общем, представлен одними и теми же морфологическими типами (Громин, 1970). Наряду с "классическими" формами будин (прямоугольной, ромбовидной, трапециевидной, линзовидной) в максютовском комплексе, так же как и в метаморфических толщах Агинского поля, встречены каплевидные и сложные будины.

Наличие каплевидных будин на обеих территориях позволяет считать, что и на Южном Урале, и в Восточном Забайкалье происходили сходные процессы, приведшие к образованию подобных геологических тел. Ранее автор высказал предположение (Громин, 1970), что каплевидные будины, обладая формой с наименьшим сопротивлением движению в вязкой среде, своим узким концом указывают направление течения вмещающей среды. Прямые доказательства данного положения пока не найдены (Малюжинец, 1973). Необходимы дополнительные исследования этого интересного вопроса, важного в практическом отношении и являющегося частью общей задачи изучения так называемых директивных структур, т.е. структур, позволяющих определять направление перемещения горных масс.

Сложные будины (будинирование внутри будины) также являются важным типом структурных форм, так как с помощью их изучения возможно выявление реологических свойств не только отдельных слоев, но и их совокупностей. Как и в Восточном Забайкалье, на Южном Урале встречены только линзовидные сложные будины, что свидетельствует о пластичности пачек слоев описываемых метаморфических толщ. Необходимо отметить, что линзовидные формы в рассматриваемых районах широко развиты и среди элементарных будин.

По составу будины древних толщ Агинского поля представлены чаще всего породами, состоящими в основном из кварца и эпидота, а будины максютовского комплекса сложены преимущественно эклогитами и кварцитами. Эклогитовые будины "растащены" в среднем на большее расстояние, чем кварцевые и эпидотовые будины Агинского поля. Ориентировка будин максютовского комплекса и их региональное размещение в достаточной мере пока не изучены, что затрудняет их сравнение с будинажем метаморфических толщ Агинского поля.

Выделение конкретных этапов деформации для достаточно обширных территорий на основе анализа малых структурных форм является очень сложной задачей, по-видимому, никогда не имеющей однозначного решения. В общем, можно считать установленным, что процесс образования деформационных структур в метаморфических толщах Восточного Забайкалья был длительным, многоэтапным и происходил не только в докембрии и раннем палеозое, но и в послепалеозойское время. Для отдельных участков Агинского поля установлены конкретные этапы деформации (Гладков, 1961, 1965, 1968; Миллер и др., 1973).

По наблюдениям в отдельных обнажениях многоэтапность деформации выявлена и на Южном Урале. Длительность процесса образования деформационных структур в максютовском комплексе также была значительной, о чем свидетельствуют работы по изучению метаморфизма этого комплекса (Ленных, 1968; Добрецов, 1969; и др.) и по исследованию малых структурных форм Урала в целом (Плюснин, 1971). Важно подчеркнуть сходство между Восточным Забайкальем и Южным Уралом, выражающееся в многоэтапности и большой длительности процессов образования структурных форм в метаморфических толщах этих территорий. Вероятно, эта черта свойственна и другим регионам, в которых распространены сходные метаморфические породы. В связи с этим становится более наглядной условность понятия о жесткости массивов типа Агинского, сложенных метаморфическими толщами.

Подводя итоги, следует отметить, что древние толщи Восточного Забайкалья и Южного Урала обнаружили значительное сходство между собой по морфологии и процессу развития малых структурных форм несмотря на то, что сравниваемые толщи слагают различные крупные тектонические структуры и что эти толщи образовались в различных термодинамических условиях.

Приведенные данные позволяют считать, что тип крупной тектонической структуры (порядка нескольких километров – десятков километров и крупнее) слабо влияет на морфологию и процесс развития достаточно мелких (миллиметры – первые метры) структурных форм. Этот вывод в определенной мере предварителен и требует более полного обоснования с привлечением количественных методов.

Одинаковая интенсивность малой складчатости в сравниваемых районах свидетельствует о том, что величина давления и температуры (в диапазоне значений, характерных для земной коры) также сравнительно незначительно влияет на степень деформированности толщ. Данный вывод соответствует результатам экспериментов по деформации горных пород при высоких давлениях и температурах (Лучицкий и др., 1971).

Существенное влияние на морфологию и процесс развития малых структурных форм оказывают тип слоистости, зернистости, состав деформируемых толщ, длительность процесса деформирования, соотношение между компонентами напряжения. Необходимо подчеркнуть важную роль свойств деформируемых толщ (слоистость, зернистость, состав), так как они искажают региональное поле напряжений, создавая локальные поля, определяющие развитие малых структурных форм.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья.– Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, № 81.

Вихерт А. В. Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости.– В кн. "Вопросы геономии (кора и верхняя мантия Земли)". М., Изд-во МГУ, 1972.

Гладков В. Г. Новые данные об Оловянинском надвиге.– Геология и геофизика, 1961, № 1.

Гладков В. Г. Линейно-ориентированные элементы в зоне Оловянинского надвига (Восточное Забайкалье).– Геотектоника, 1965, № 1.

Гладков В. Г. Поперечный кливаж пород на правобережье р. Аги (Забайкалье).– Геотектоника, 1968, № 5.

Громин В. И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М., "Наука", 1970.

Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР и их генезис. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1969.

Ленных В. И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Уралтау. Свердловск, 1968.

Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Деформации гипербазитов при высоких давлениях и температурах.– В кн. "Проблемы общей и региональной геологии". Новосибирск, 1971.

Малюжинец А. Г. О монографии В. И. Громина "Малые структурные формы и палеореологические реконструкции".– Геотектоника, 1973, № 1.

Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А., Давыдов Г. В. Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье).– Геотектоника, 1973, № 2.

Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф. Геометрическое моделирование пересекающейся складчатости.– В кн. "Вопросы геономии (кора и верхняя мантия Земли)". М., Изд-во МГУ, 1972.

Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, 1971.

Шолпо В. Н. Геология – геометрика – геоматика? – Знание – сила, 1971, № 12.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. McGraw–Hill Book Company, 1967.

К. Б. МОКШАНЦЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

На рассматриваемой части Евразиатского континента и в прилегающих к нему акваториях, по М. В. Муратову (1967), В. Е. Хаину (1964), А. Л. Яншину (1965), выделяются древняя Сибирская платформа и обрамляющие ее Урало-Монгольский, Тихоокеанский и Арктический складчатые пояса, состоящие из складчатых геосин-

клинальных, орогенных и современных паралиа- и талассогеосинклинальных областей. В качестве главных исторических категорий ряда геосинклиналь – платформа на северо-востоке Азии выделяются геосинклинальные, орогенные и платформенные области (Мокшанцев, 1967, 1969, 1970; и др.). Складчатые геосинклинальные области (области завершенной складчатости) по времени главной складчатости разделяются на возрастные тектонические единицы, а по составу слагающих их рядов геологических формаций – на эвгеосинклинальный, ортогеосинклинальный и миогеосинклинальный типы, что, по А. В. Пейве, в существенной мере предопределяется заложением их на континентальной или океанической коре (Пейве и др., 1971). Орогенные области с учетом возраста их складчатого основания подразделяются, по К. В. Боголепову (1968) и К. Б. Мокшанцеву (1967, 1969), на первичные, или протоорогенные (эпигеосинклинальные), и повторные, или дейтероорогенные. Выделение древних и молодых платформ, по А. Д. Архангельскому (1947–1948), Н. С. Шатскому и А. А. Богданову (1957), Ю. А. Косыгину (1969) и другим, основывается не только на наличии консолидированного фундамента, но и прерывающегося лишь на щитах и массивах слабодислоцированного платформенного чехла, по нижним членам которого определяется также возраст платформ (Васильев, 1958; Мокшанцев, 1969).

Сибирская платформа отделяется от прилегающих складчатых поясов Енисейским, Саянским, Байкало-Патомским, Становым и другими краевыми швами и генетически связанными с ними Предбайкальским нижнепалеозойским, Предверхоянским верхнемезозойским, Предстановым мезозойским и другими краевыми и предгорными прогибами. Большинство краевых швов платформы возникло еще в раннем докембрии и являются весьма устойчивыми структурными элементами длительного развития.

Наиболее древние (с абсолютным возрастом 3100–1600 млн. лет) орогенные образования на северо-востоке Азии установлены в последнее время на Сибирской платформе. Они резко несогласно залегают на разновозрастных складчатых протогеосинклинальных образованиях археид и, в свою очередь, с несогласием перекрываются чехлом платформы, образуя ее промежуточный этаж. В составе последнего выделяются протоорогенный комплекс, представленный верхнеархейской борсалинской серией, и дейтероорогенные нижнепротерозойские субганский и удоканский и среднепротерозойский маймаканский комплексы (Мокшанцев, 1971; и др.).

Территория платформы во время их формирования представляла собой сложно построенную горную область, состоявшую из крупных складчато-глыбовых поднятий, осложненных относительно небольшими наложенными прогибами и грабенами, и весьма протяженных зон прогибания, состоявших из более крупных межгорных впадин и прогибов и разделявших их блоковых поднятий фундамента.

Протоорогенный борсалинский комплекс, представленный, по А. Ф. Петрову, осадочно-вулканогенными андезитовой и базальтоидной формациями, подвергся региональному метаморфизму эпидот-амфиболовой фации и практически входит в состав кристаллического фундамента. В дейтероорогенные ранне- и среднепротерозойский этапы в межгорных впадинах и прогибах, которые нередко выделяются под названием ранних авлакогенов или палеоавлакогенов, формировались очень мощные (до 10–12 км) терригенные, осадочно-вулканогенные (базальтоидные, андезитовые и липаритовые) и терригенно-карбонатные формации субганского, удоканского и маймаканского комплексов от нижнемолассовой до верхнемолассовой включительно. Очень интенсивно, в основном на поднятиях, проявлялся гранитоидный магматизм. Именно с этим этапом развития платформы связано значительное "омоложение" пород кристаллического фундамента до 1,7–2,2 млрд. лет.

Всего на Алданском щите и Анабарском массиве для позднеархейского и послеархейского времени выделяются минимум пять этапов становления гранитоидных и других интрузий – на уровнях 2900–3100 млн. лет (токкинский комплекс гранитоидов, по А. Ф. Петрову), 2300–2400 млн. лет (гранитоиды куандинского и древнестанового комплексов и их аналогов, габбро-диорит-гранодиоритовая формация запада Алданского щита и др.), 1800–2000 млн. лет (габбро-гранофировая формация востока Алданского щита, жильные метасоматиты, аляскитовые и другие

гранитоиды второй группы Алдана и третьей группы Анабара и др.) и 1600–1750 млн. лет (гранитоиды улканского, чуйско-кодарского и других комплексов, анортозиты Анабара и др.). Таким образом, главная масса интрузивов и метасоматитов, определяющих металлогенический облик Алдана и Анабара, внедрилась после консолидации фундамента и относится к орогенным, а не геосинклинальным образованиям.

Существенную роль играли орогенные структуры почти на всем протяжении формирования восточной части Урало-Монгольского пояса (Мокшанцев, 1971). Первый среднепротерозойский протоорогенный структурный комплекс выделяется в южном обрамлении Сибирской платформы. В Джугджуро-Становой области он представлен древнестановыми гранитоидами, анортозитами и другими магматическими образованиями, сформировавшимися в эпоху общего поднятия раннекарельских складчатых сооружений (1700–1900 млн. лет). В полициклической Байкало-Патомской области этому комплексу помимо интрузий гранитоидов (куандинский и другие комплексы) отвечают среднепротерозойские осадочно-вулканогенные и терригенные молассовые отложения актитканской, тепторгинской и падринской серий. Значительные по площади орогенные области сформировались на месте байкалид в самом конце протерозоя – начале палеозоя, после консолидации верхнепротерозойского главного геосинклинального комплекса (Салоп, 1967; Хаин и др., 1967; Волобуев и др., 1970; и др.). В Байкало-Патомской области они представлены молассовыми, нередко пестроцветными и красноцветными глинисто-песчано-конгломератовыми отложениями венда и раннего кембрия, карбонатными, терригенно-карбонатными и грубообломочными образованиями среднего кембрия, а также гранитоидами позднерифейского баргузинского, мамско-оронского и других комплексов (абсолютный возраст 600–700 млн. лет), раннепалеозойского витимканского комплекса (возраст 370–470 млн. лет), среднепалеозойского сыннырского комплекса (возраст 325–345 млн. лет). Близкие по составу орогенные молассовые и интрузивные формации формировались в Восточно-Саянской и Енисейской областях байкалид.

Орогенные образования ранних и поздних каледонид наиболее детально изучены в Алтае-Саянской области. А А. Моссаковским (1964, 1969), А. Л. Матвеевской (1970) и другими здесь намечен закономерный ряд осадочных и магматических формаций, отражающий стадийность развития межгорных впадин и разделяющих их складчато-глыбовых поднятий. В межгорных впадинах и прогибах в первую (протоорогенную) стадию орогенного этапа накапливались раннемолассовые, преимущественно морские отложения, представленные нижней молассовой (ордовик – нижний силур), флишоидной терригенно-карбонатной (нижний силур) и нижней пестроцветной молассовой (верхний силур) формациями. Второй стадии (нижний и средний девон) отвечают базальтовая наземно-вулканогенная и порфировая формации. В третью стадию (девон – нижняя пермь) формировались красноцветные верхнемолассовые терригенно-карбонатная, туфогенно-терригенная и угленосная формации. Заканчивается ряд орогенных формаций в Алтае-Саянской области мезозойскими континентальными терригенными и осадочно-вулканогенными молассовыми отложениями, отделенными от более древних образований перерывом и несогласием.

С прото- и дейтероорогенными комплексами Алтае-Саянской области связан разнообразный по составу комплекс эффузивных и интрузивных образований (от кислых до основных и ультраосновных) и в том числе разновозрастные (до верхнепалеозойских и мезозойских включительно) интрузии гранитоидов (Кузнецов, 1964; Моссаковский, 1969; и др.). Для складчато-глыбовых орогенных поднятий характерны вулканические излияния преимущественно кислого состава (андезиты, липариты, дациты и др.) и неоднократные проявления гранитоидного магматизма; в межгорных наложенных впадинах преобладают вулканические серии, главным образом основного состава, образующие трахибазальтовую, субщелочную базальтовую, трахиандезитовую и другие формации.

Близкие по составу орогеннные формации формировались в Тувино-Монгольско-Забайкальской области раннекаледонской складчатости (Беличенко, Хренов,

1965; Очиров, 1966; Амантов и др., 1967, 1968; Базаров и др., 1968; Булнаев и др., 1968; Нагибина, 1969; и др.). В протоорогенный этап, охватывающий поздний ордовик и, возможно, ранний силур, на складчато-глыбовых поднятиях этой области накапливались континентальные, нередко грубообломочные терригенные и терригенно-вулканогенные (преимущественно кислые) формации, а в зонах прогибания – нижнемолассовые терригенные, карбонатно-терригенные морские, лагунные и в конце пестроцветные глинисто-песчано-конгломератовые отложения. В начале этого этапа сформировались многочисленные интрузии плагиогранитов, гранодиоритов, гранитов, габбро-диоритов и других основных пород, а в средине и конце его – протягивающиеся на сотни километров пояса батолитовых интрузий гранитоидов.

В следующий позднесилурский – среднедевонский этап широкое распространение получили осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования преимущественно андезит-липаритового состава, местами замещающиеся в латеральном и вертикальном направлениях континентальными молассовыми и лагунно-морскими терригенно-карбонатными отложениями. Этот этап также завершился становлением крупных интрузий гранитоидов, а на более жестких участках – интрузий граносиенитов, сиенитов, нефелиновых и щелочных сиенитов.

Примерно такой же набор осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций характерен для последующих этапов развития (до верхнего мезозоя включительно) с той разницей, что в это время постепенно снижалась роль морских и лагунно-морских молассовых отложений и возрастало значение континентальных, в том числе угленосных образований. На протяжении этих этапов насчитывается минимум пять фаз проявления интрузивного магматизма.

Складчатые сооружения ранних герцинид Южно-Монгольской складчатой системы, обрамляющие с юга области ранне-позднекаледонской, байкальской и карельской складчатости, сформировались, по мнению многих авторов, в начале карбона (Зайцев и др., 1969; и др.). Вопрос о времени консолидации поздних герцинид Монголо-Охотской области окончательно не решен. С нашей точки зрения, в этом вопросе правы те исследователи, которые считают, что развитие поздних герцинид завершилось в перми, поскольку более молодые субгеосинклинальные прогибы явно являются остаточными и формировались в период, когда подавляющая часть Монголо-Охотской области вступила в орогенный этап развития. Важно подчеркнуть, что верхнепалеозойские и мезозойские орогенные образования широко распространены не только в областях герцинской складчатости, но и на всем востоке Урало-Монгольского пояса, где представлены примерно одинаковыми по составу осадочными и магматическими формациями (Хренов и др., 1965; Амантов, Красный, 1966; Нагибина, 1969; и др.).

Протоорогенные образования ранних герцинид начинаются нижнекаменноугольными сероцветными и пестроцветными песчаниками, алевролитами, глинами и конгломератами мощностью до 500–1500 м; в среднем и верхнем карбоне широко распространены эффузивные и осадочно-вулканогенные образования мощностью 1500–2500 м и более, среди которых основную роль играют андезит-липаритовая и липаритовая формации. Наряду с этим в среднем и позднем карбоне в отдельных прогибах формировались толщи молассовых глинисто-песчано-конгломератовых отложений, нередко содержащих пласты углей и отдельные прослои с озерной или морской фауной. Примерно такой же формационный состав орогенных образований характерен для раннепермской эпохи, на протяжении которой в отдельных прогибах накапливались преимущественно вулканогенные отложения кислого или смешанного состава, в большинстве же других – наземные, слабо угленосные и континентально-морские терригенные и реже карбонатно-терригенные осадки, нередко с подчиненными эффузивами и пирокластами кислого и смешанного состава, суммарной мощностью до 500–1500 м.

Для более молодых верхнепермских, мезозойских и кайнозойских отложений, формировавшихся в период преобладающего распространения орогенного режима, могут быть выделены пять стадий развития, отвечающих верхней перми, юре, нижнему мелу, верхнему мелу и кайнозою (Васильев и др., 1959; Волхонин, 1970; и др.). Каждая из них начинается осадочно-вулканогенными или грубокластическими

отложениями и завершается угленосными, наземными красноцветными или осадочно-вулканогенными отложениями. Интенсивное формирование межгорных впадин Монголо-Охотской области продолжается и в настоящее время. Об этом убедительно свидетельствуют геоморфологические данные, а также ее повышенная сейсмическая активность, нередко приводящая к крупным разрушительным землетрясениям.

Формирование прото- и дейтероорогенных комплексов Монголо-Охотской области сопровождалось не только эффузивной, но и интенсивной интрузивной деятельностью. В соответствии с намеченными выше основными этапами развития орогенных структур здесь выделяются пять или шесть главных фаз становления интрузивных плутонов. Наиболее ранняя фаза связана с началом карбона, когда во многих районах сформировались интрузии биотитовых, биотит-роговообманковых и лейкократовых гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, реже габбро-диоритов и других основных пород. В конце карбона произошло внедрение интрузий вулкано-плутонической диорит-гранодиорит-гранитной формации и батолитовых интрузий гранитоидов; в перми во многих районах возникли интрузии биотитовых, лейкократовых и других гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и габбро-диоритов. Минимум две фазы внедрения интрузий связаны с началом и концом мезозоя. Представлены они как лейкократовыми и биотитовыми гранитами, так и щелочными и субщелочными их разностями. Особо следует подчеркнуть, что отмеченные интрузивные комплексы формировались отнюдь не только в позднегерцинских прогибах или их обрамлении, а практически во всей восточной части Урало-Монгольского пояса.

Межгорные впадины позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского этапов группируются на востоке Урало-Монгольского пояса в три наиболее крупные системы, ограниченные зонами шовных (граничных) глубинных разломов (Флоренсов, 1960; Боголепов, 1967; Соловьев, 1968; Нагибина, 1969; и др.). Наиболее значительная как по количеству, так и по размерам впадин Южно-Монгольская система протягивается в виде широкой дуги через всю южную часть Монголии и сопредельные с востока области Китая и Советского Союза. Вторая значительно меньшая по размерам Монголо-Амурская система проходит в северо-восточном направлении в бассейне верхнего и среднего течения Амура вплоть до Шантарских островов. Третья система, представленная главным образом кайнозойскими и в меньшей степени верхнемезозойскими прогибами и впадинами нередко рифтового типа, протягивается от юго-западной оконечности оз. Байкал до бассейна верхнего течения р. Чары.

Разделяются эти три системы впадин Центрально-Монгольской и Северо-Монгольско-Селенгино-Яблоновой системами складчато-глыбовых поднятий, с которыми связаны мощные вулкано-плутонические пояса, характеризующиеся наиболее значительной концентрацией интрузий и вулканических излияний преимущественно кислого, среднего и щелочного состава (Хренов, Комаров, 1965; и др.). Эти поднятия нередко настолько интенсивно пропитаны гранитоидными и другими интрузиями и эффузиями, что осадочные отложения в них сохраняются лишь в виде отдельных, как правило, небольших по размерам останцов. Очень наглядно это видно на примере Яблоново-Становой системы поднятий, которая на протяжении всего палеозоя (начиная с позднего кембрия), мезозоя и в меньшей степени кайнозоя была ареной весьма интенсивного проявления магматической деятельности (Тихомиров, 1963; Хренов, Комаров, 1965; Щеглов, 1968; Благонравов, Федоров, 1970; и др.).

Приведенные данные, как нам представляется, достаточно убедительно показывают, насколько важную роль в развитии восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса играл орогенный режим. Весьма важным при этом является то обстоятельство, что орогенные структуры на каждом этапе формирования восточной части Урало-Монгольского пояса возникали не только в области наиболее молодой складчатости, а закономерно продолжали развиваться и в областях более древней консолидации. Так, в Восточно-Саянской области байкальской складчатости прослеживается почти непрерывный ряд орогенных структур и связанных с ними осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций, включая батоли-

товые и другие интрузии гранитоидов, начиная с конца рифея – начала палеозоя, в областях раннекаледонской складчатости – с верхнего кембрия или ордовика и т.д. Наиболее четко эта закономерность проявляется на примере позднепалеозойского и особенно ранне- и позднемезозойского этапов развития. В это время подавляющая часть территории востока Урало-Монгольского пояса была стабилизирована, однако на ней на протяжении минимум 250 млн. лет продолжались многоэтапные и нередко весьма интенсивные проявления магматической деятельности, формировались примерно те же ряды осадочных и осадочно-вулканогенных формаций орогенного ряда, что и в протоорогенных областях.

Верхояно-Чукотская складчатая область мезозоид, как и Сибирская платформа, сформировалась на жестком суперкристаллическом фундаменте, или, иначе говоря, на коре континентального типа, что, по-видимому, оказало решающее значение на особенности ее строения и последующего развития (Пущаровский, 1960, 1968; Мокшанцев и др., 1964, 1968; и др.). В раннем протерозое на северо-востоке СССР местами, возможно, произошла регенерация геосинклиналей, а в среднем протерозое установился орогенный режим, близкий к тому, который существовал на Сибирской платформе. В позднем докембрии и фанерозое Верхояно-Чукотская складчатая область характеризовалась преобладанием геосинклинальных условий осадконакопления. Лишь в позднем мезозое в ее пределах начал формироваться протоорогенный комплекс, представленный характерным рядом замещающих друг друга в вертикальном и латеральном направлениях молассовых (конгломератовых, конгломератово-песчаниковых, песчаниково-глинистых, угленосных), осадочно-вулканогенных и вулканогенных (липаритовых, андезитовых и базальтовых) формаций, в нижних частях разреза нередко морских, лагунно-морских и прибрежно-континентальных (нижняя шлировая формация), в верхней – преимущественно континентальных (верхняя молассовая формация).

Весьма широко в орогенном комплексе северо-востока СССР представлен интрузивный ряд главным образом гранитоидных формаций. Именно они определяют "магматический облик" области мезозоид и контролируют образование подавляющего большинства распространенных здесь эндогенных полезных ископаемых. Образование гранитоидных батолитов и их главных поясов связано с орогенными поднятиями (Гринберг, Мокшанцев, 1968).

Структуры орогенного комплекса образуют в Верхояно-Чукотской складчатой области совершенно самостоятельный ряд. Лишь иногда они наследуют структуры мезозоид и несколько чаще совпадают с ними по простираниям. Происходит это потому, что и складчатые геосинклинальные и орогенные структуры контролируются одними и теми же зонами и поясами глубинных разломов, которые вообще играют решающую роль в формировании структур орогенного ряда (Мокшанцев и др., 1971).

Таким образом, если в доверхнемезозойской время, в частности в позднем палеозое и раннем мезозое, Верхояно-Чукотская область и восточная часть Монголо-Охотского пояса коренным образом различались между собой, то в позднем мезозое и кайнозое они обладали весьма сходным строением и развитием. Верхояно-Чукотская протоорогенная область характеризовалась в это время контрастными глыбовыми движениями, формированием молассовых и осадочно-вулканогенных формаций во впадинах, интенсивным гранитоидным магматизмом на поднятиях и образованием крупных вулканогенных поясов в зонах глубинных разломов, разделявших блоки земной коры с разнонаправленными движениями. Совершенно аналогичные процессы происходили в позднем мезозое в дейтероорогенных областях Урало-Монгольского пояса, причем в большинстве случаев в районах, даже пространственно не связанных с теми остаточными геосинклинальными прогибами, которые здесь существовали (если существовали вообще) в конце палеозоя и начале мезозоя.

В целом на примере восточной части Урало-Монгольского и северо-западной части Тихоокеанского поясов четко проявляется единство прото- и дейтероорогенных областей и их резкое отличие по сумме признаков как от геосинклиналей, так и от платформ. Последнее обстоятельство наиболее отчетливо выступает при сопоставлении верхнемезозойских орогенных структур востока Азии с молодой Западно-

Сибирской платформой, которая в палеозое и раннем мезозое прошла примерно такой же путь развития, как и более восточные районы Урало-Монгольского пояса, а в конце мезозоя (в средней или верхней юре) была полностью стабилизована, в связи с чем в ее пределах начал формироваться платформенный чехол, резко отличающийся в структурном и формационном отношении от одновозрастных орогенных образований Монголо-Охотской и других областей (Куликов, 1967; Сурков и др., 1969).

Приведенные данные показывают, что орогенные области наряду с платформенными и геосинклинальными играли крупнейшую роль в формировании земной коры северо-востока Азии. Ни протоорогеннный, ни тем более дейтероорогенный этапы не являются заключительными стадиями развития геосинклиналей. Не могут рассматриваться орогенные области и в качестве областей тектонической активизации, поскольку не только не проходили платформенной стадии развития, а, наоборот, предшествовали платформам, создавая, по сути дела, условия для их возникновения. К категории областей тектонической активизации относятся лишь области эпиплатформенного орогенеза, которые по некоторым признакам сходны с орогенными областями первого типа, но в то же время коренным образом отличаются от них по своему месту в ходе эволюции земной коры.

Характерными признаками орогенных областей, отличающими их от платформ и геосинклиналей, являются: 1) "локальность" осадконакопления, обусловленная чередованием межгорных впадин и разделяющих их, обычно более крупных по размерам, сводово-глыбовых поднятий; 2) значительные мощности осадков, накапливающиеся за относительно короткие промежутки времени, и очень резкие их градиенты (от полного отсутствия на поднятиях до многих тысяч метров во впадинах и прогибах); 3) преобладание осадочных и осадочно-вулканогенных формаций молассового ряда; 4) преимущественное распространение складок промежуточного и реже платформенного и геосинклинального типов; 4) широкое проявление гранитоидного и других видов так называемого субсеквентного магматизма.

В развитии орогенных областей, так же как геосинклиналей, с одной стороны, наблюдается цикличность, выражающаяся в закономерной смене во времени определенных рядов осадочных и магматических формаций, а с другой – направленность развития, сводящаяся к постепенному снижению интенсивности тектонических и магматических процессов, что создает предпосылки для переходов к следующей платформенной стадии развития. В то же время высокая тектоническая подвижность орогенных областей создает благоприятные условия для регенерации геосинклинального режима. Именно этим, по-видимому, обусловливается неоднократное чередование геосинклинальных и орогенных структурных комплексов в полициклических складчатых областях, где, как правило, фиксируется два или три, а иногда и больше уровней становления гравитоидных интрузий и других орогенных образований.

В составе орогенных областей в самом общем виде могут быть намечены три главных типа структурных элементов, существенно различающихся по своему строению и составу геологических формаций.

К первому типу принадлежат межгорно-впадинные системы и зоны (Южно-Монгольская, Момо-Зырянская и др.), характеризующиеся преобладающим распространением негативных структур. В них накапливаются весьма разнообразные по составу осадочные формации (от морской терригенно-карбонатной до пестроцветной вехнемолассовой) и в несколько меньшей степени осадочно-вулканогенные и эффузивные формации (преимущественно среднего и основного состава). На внутренних поднятиях происходит образование интрузивных массивов.

Ко второму типу относятся вулкано-плутонические пояса – Яблоново-Становой, Центрально-Монгольский, Святоносско-Олойский, образующиеся преимущественно в складчато-глыбовых системах. Для них типично широкое распространение вулканогенных и интрузивных формаций преимущественно кислого, среднего и щелочного состава, ассоциирующих с континентальными и лагунно-континентальными, нередко грубообломочными молассовыми отложениями. В полициклических орогенных областях в вулкано-плутонических поясах типа Селенгино-Яблонового обычно наблюдаются многоэтапные проявления эффузивного и интрузивного магматизма.

Третий тип представлен амагматичными прогибами и поднятиями, к которым относятся в первую очередь краевые и предгорные прогибы, а также межгорно-впадинные системы и зоны поздних стадий дейтероорогенного этапа.

Важное значение в развитии и строении орогенных областей играют глубинные разломы. Они предопределяют положение орогенных структур, контролируют проявления в них магматизма, обусловливают свойственную этим областям контрастность блоковых движений фундамента. Вообще следует отметить, что глубинные разломы на северо-востоке Азии, как и в других районах мира, являются наиболее устойчивыми и долгоживущими структурными элементами. Многие из них возникли еще в глубоком докембрии и иногда продолжают активно развиваться вплоть до настоящего времени, оказывая определяющее влияние на формирование и строение разновозрастных наложенных друг на друга геосинклинальных, орогенных и платформенных структур.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсан-Данзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. О., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых. – В кн. "Геологические исследования Монгольской Народной Республики". М., "Недра", 1967.

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсан-Данзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р. А., Хурц Ч. Основные черты тектоники Монголии.– В кн. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Амантов В. А., Красный Л. И. Монголо-Охотская складчатая область.– В сб. "Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса". М., "Недра", 1966.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1–2. М.-Л., Госгеолиздат, 1947–1948.

Базаров Д. Б., Булгатов А. Н., Нацаг-Юм Л., Очиров Ц. О., Цырендоржиев Ц. Ц. О тектоническом развитии Забайкалья и северо-восточной Монголии.– В кн. "Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий". М., "Наука", 1968.

Беличенко В. Г., Хренов П. М. О байкальских каледонидах – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.

Благонравов В. А., Федоров Е. Е. Гранитоидные интрузии ранних каледонид Центральной Монголии.– Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза.– Геология и геофизика, 1968, № 8.

Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Очиров Ц. О., Турунхаев В. И. Очерк тектоники и истории геологического развития Малханской структурно-фациальной зоны.– В сб. "Материалы по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий". Улан-Удэ, 1968.

Васильев В. Г. К методике определения возраста платформы.– Геология нефти, 1958, № 3.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). М., Гостоптехиздат, 1959.

Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова И. И. К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области.– В сб. "Труды XV сессии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР". М., "Наука", 1970.

Волхонин В. С. Глубинное геологическое строение Гобийского региона Монгольской Народной Республики и перспективы его нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М., ВНИИГеофизика, 1970.

Гринберг Г. А., Мокшанцев К. Б. Магматизм и тектоническое развитие северо-западной части Тихоокеанского пояса.– В сб. "Вулканизм и тектогенез". М., "Наука", 1968.

Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томур-Тогоо О., Лхасурен Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.– Геотектоника, 1969, №5.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., "Недра", 1969.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

Куликов П. К. К проблеме тектонического строения фундамента Западно-Сибирской плиты.– Сов. геология, 1967, № 9.

Матвеевская А. Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., "Наука", 1970.

Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии древних платформ и складчатых сооружений (на примере Сибирской платформы и ее складчатого обрамления). Доклад на V сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск, 1967.

Мокшанцев К. Б. Тектоника (Якутия).– В сб. "Строение земной коры на территории Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых". М., "Наука", 1969.

Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области.– В кн. "Тектоника Сибири", т. II. М., "Наука", 1970.

Мокшанцев К. Б. Тектоника восточной части Сибирской платформы и обрамляющих складчатых сооружений. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1971.
Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., "Наука", 1964.
Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Гудков А. А., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., "Наука", 1968.
Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Сластенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И. Тектоническая карта Якутской АССР в масштабе 1:2 500 000. Объяснительная записка. Якутск, 1971.
Моссаковский А. А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.– В кн. "Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений". М., "Наука", 1964.
Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсенвентного магматизма.– В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука", 1969.
Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.– Изв. вузов, Геология и разведка, 1967, № 10.
Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., ВИНИТИ, 1969.
Очиров Ц. О. Тектоника Бурятии.– Геотектоника, 1966, № 1.
Пейве А. В., Штрейс И. А., Книппер А. А. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.– Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Восточной Азии.– В кн. "Тектоника СССР", т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Пущаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический пояс земной коры.– В кн. "Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий". М., "Наука", 1968.
Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. II. Магматитзм, тектоника, история геологического развития. М., "Недра", 1967.
Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., "Наука", 1968.
Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Л. Ф. Строение промежуточного структурного яруса Западно-Сибирской плиты.– Сов. геология, 1969, № 5.
Тихомиров Н. И. Интрузивные комплексы Забайкалья и тектонические условия их образования.– Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, т. 85.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Л., Изд-во АН СССР, 1960.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
Хаин В. Е., Волобуев М. И., Воробьев И. В., Ицков А. И., Синельников Д. В. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое.– Вестн. МГУ, геология, 1967, № 5.
Хренов П. М., Комаров Ю. В. и др. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири.– Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 6.
Шатский Н.С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. Объяснительная записка. М., Гостеолтехиздат, 1957.
Щеглов А. Л. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра", 1968.
Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.– Геотектоника, 1965, № 5.

С. И. ШЕРМАН

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕТИ РАЗЛОМОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разломы, в какой бы тектонической структуре они ни располагались, чаще всего образуют сетку, состоящую преимущественно из продольных, поперечных и диагональных линий по отношению к простиранию рассекаемой ими таксономической единицы. В большинстве случаев устанавливается, что направление разрывов предопределяется сочетанием планетарного и регионального полей напряжений с локальным, связанным с процессами в коре и верхней мантии.

Параметры (длина разломов определенной системы, их густота, глубина проникновения и некоторые другие) формирующейся сетки резломов тесно связаны, в свою очередь, с физическими законами разрушения земной коры. Поэтому пара-

метры разломов не всегда прямо подчинены степени тектонической активизации, а являются функцией ряда тектонофизических процессов (Шерман, 1973). Доказательства последнего можно получить при математической обработке серии усредненных параметров разломов.

Длина разломов и их количество. Хорошо известно, что более крупные разломы встречаются реже мелких. Исследования показывают, что эту зависимость можно выразить численно, и именно она отражает одно из свойств разрушения земной коры.

Для определения численных соотношений между длиной разломов и их количеством нами были использованы полевые наблюдения на территории Байкальской рифтовой зоны и государственные геологические карты среднего масштаба. Было зафиксировано более 3000 разломов, распределяющихся согласно своим длинам следующим образом (табл. 1).

Статистическая обработка материалов показала наличие тесной корреляционной связи между названными параметрами. Коэффициенты корреляции для Байкальской рифтовой зоны и Западно-Сибирской плиты соответственно равны $r_1 = -0{,}95 \pm 0{,}17$ и $r_2 = -0{,}87 \pm 0{,}21$. Обе связи значимы при вероятности безошибочных прогнозов 0,95. Они описываются уравнениями

$$l_1 = \frac{0{,}78}{n^{0{,}42}} \qquad [1]$$

и

$$l_2 = \frac{1{,}07}{n^{0{,}43}}, \qquad [2]$$

где l – длина разломов, км; n – количество разломов на 1 км^2.

Таблица 1

Количественное распределение разломов по классам длин

Байкальская рифтовая зона

Класс длин, км	Количество	Класс длин, км	Количество
1–5	918	45–50	14
5–10	1028	50–55	16
10–15	487	55–60	18
15–20	262	60–65	4
20–25	135	65–70	4
25–30	91	70–75	5
30–35	61	75–80	4
35–40	29	80–85	2
40–45	23	Всего	3101

Западно-Сибирская плита (Гурари и др., 1970)

Класс длин, км	Количество	Класс длин, км	Количество
0–10	104	141–150	14
11–20	431	151–160	15
21–30	293	161–170	16
31–40	266	171–180	10
41–50	238	181–190	10
51–60	185	191–200	4
61–70	142	201–210	3
71–80	118	211–220	2
81–90	65	221–230	2
91–100	53	231–240	3
101–110	52	241–250	1
111–120	37	>250	3
121–130	22	Всего	2114

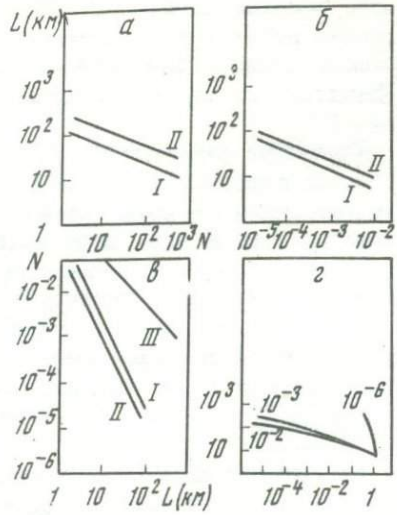


Рис. 1. Графики зависимости между длиной разломов L и их количеством N

а – по объему полной выборки (табл. 1); *б* – на 1 км^2 по уравнениям [1, 2]; *в* – на 1 км^2 при N=f (L)

I – для Байкальской рифтовой зоны; *II* – для Западно-Сибирской плиты; *III* – для Байджансайского антиклинория

г – зависимость между числом N и длиной l трещин при разрушении тела Максвелла (Кузнецов, 1969). Цифры у кривых – скорость деформирования

Вычисление корреляционных отношений ($\eta_{l/n} = 0{,}88$; $\eta_{n/l} = 0{,}85$) дает основание при расчетах принимать за независимую переменную величину n.

Связь между длиной разломов и частотой их распространения рассматривалась М. В. Гзовским (1963) на примере детально изученного Байджансайского антиклинория. Она описывается уравнением

$$\Delta \lg n = -\gamma \Delta \lg l , \qquad [3]$$

где $\Delta \lg n$ – изменение логарифма числа разрывов; $\Delta \lg l$ – изменение логарифма длины разрывов; γ – коэффициент пропорциональности, близкий к 1,3.

Характер функциональной связи, описываемый уравнениями [1] – [3], идентичен (рис. 1). Заметим, что наклон линий регрессий во всех приведенных на рис. 1 зависимостях мало отличается один от другого.

Таким образом, несмотря на несопоставимость тектонической обстановки Западно-Сибирской плиты, Байджансайского антиклинория и Байкальской рифтовой зоны, тенденция в соотношениях между длиной разломов и их количеством подчиняется более общей закономерности, которая выражается гиперболической зависимостью (логнормальный закон распределения):

$$L = \frac{a}{N^b} , \qquad [4]$$

где L – длина разломов; N – их количество; a – коэффициент пропорциональности, зависящий от максимальных длин разломов, участвующих в выборке; b – коэффициент пропорциональности, определяемый физическими свойствами горных пород. Иными словами, на обсуждаемых графиках отражаются главным образом свойства разрушаемого тела, т.е. земной коры.

Полученное соотношение [4] позволяет сделать вывод, что при формировании сетки разломов, т.е. при мега- и макроразрушении горных пород, в естественных условиях независимо от степени тектонической активизации проявляются некоторые общие закономерности дробления твердых тел. Подобную задачу математически рассмотрели А. Н. Колмогоров (1941) и А. Ф. Филиппов (1961) и показали, что при дроблении твердых частиц распределение $N=f(L)$, где L – произвольная характеристика размера образца, прямолинейно в координатах $\lg L$ и $\lg N$. Последнее означает подобие явления разрушения в широком диапазоне изменения величин, т.е. свойство автомодельности процесса разрушения. В это свойство вписываются установленные нами эмпирические зависимости, охватывающие более крупные по масштабу объекты.

Физический смысл установленной связи [4] становится ясным при сопоставлении полученных данных с результатами экспериментального разрушения тел, обладаю-

щих разными свойствами. На рис. 1,г приведены кривые распределения числа трещин по их длине в момент достижения первой из них относительной длины, равной единице. Они получены К. И. Кузнецовой (1069) при разрушении тела Максвелла. Параметром кривых внутри семейства является скорость разрушения V.

Сравнение фактических данных, полученных в результате геологических исследований, с результатами экспериментов К. И. Кузнецовой (1969) для тела Максвелла дают очень хорошую сходимость результатов. Именно при разрушении упруговязкого тела Максвелла характер поведения кривой $L = f(N)$ идентичен тому, который мы получаем по анализу количественного распределения разломов разных длин в областях с различной тектонической историей развития и степенью активизации. Последнее позволяет сделать второй, более общий вывод: при формировании сетки разломов земная кора ведет себя как тело Максвелла, т.е. как упруговязкая среда. Именно при ее разрушении соотношение между длинами трещин и их количеством перестает зависеть от скорости разрушения (Кузнецова, 1969).

Обычно при исследовании механизма образования разломов, особенно мелких, используются представления, развиваемые в механике простейшей сплошной среды, каковой является идеально упругое тело Гука. Возможно, такой подход справедлив при анализе отдельных дислокаций. В региональном же и более крупных масштабах динамику развития сетки разломов в отличие от одиночной дислокации необходимо рассматривать, опираясь на поведение материала земной коры как упруговязкого тела.

Оптимальное расстояние между параллельными и субпараллельными разломами. В геологии принято определять густоту трещин, или среднее количество трещин данной системы, приходящееся на 1 м (Белоусов, 1952). Когда речь идет о трещинах, которые повсеместно встречаются в обнажениях, термин "густота" не требует никаких пояснений. Определение же густоты разломов наталкивается на некоторые методические трудности из-за сложного внутреннего строения зон крупных разломов. Единая в мелком масштабе зона разлома состоит, как правило, из отдельных, разных по длине и значимости дислокаций. Принимая во внимание это обстоятельство, при определении исходных параметров для расчетов были использованы только соизмеримые по длине дислокации, одинаково выраженные в соответствующем масштабе.

Повседневный опыт показывает, что чем короче по длине разломы, тем с большей вероятностью следует ожидать высокое абсолютное значение их густоты. Из этих

Таблица 2

Количественные параметры для расчета зависимости между длиной разломов и минимальным расстоянием между ними

Классы длин	Интервалы длин разломов, км	Направления систем разломов								В целом по зоне	
		северо-восточное		северо-западное		меридиональное		широтное			
		N	M	N	M	N	M	N	M	N	M
1	1–5	48	1,94	35	2,81	10	3,0	10	2,3	103	2,37
2	5–10	64	3,52	46	5,03	16	3,52	24	4,0	150	4,05
3	10–15	52	4,60	21	6,25	14	7,32	20	5,3	107	5,41
4	15–20	23	5,80	13	7,07	9	12,0	6	4,7	51	7,08
5	20–25	19	7,40	4	9,62	4	9,87	4	4,75	31	7,66
6	25–30	17	8,97	6	11,78	6	14,73	6	8,46	35	10,38
7	30–35	40	10,36	5	10,34	6	12,20	13	12,5	64	10,96
	Всего	263		130		65		83		541	

* Определено взвешиванием на число наблюдений.

Таблица 3

Коэффициент корреляции и уравнения регрессии

Направление систем разломов	Коэффициент корреляции	Уравнения регрессии	Примечание
Северо-восточное	0,99±0,05	M^{I}=0,28L+1,15±0,06	–
Северо-западное	0,95±0,05	M^{II}=0,28L+2,63±0,06	–
Меридиональное	0,90±0,10	M^{III}=0,38L+2,26±0,18	Тенденция к минимальной густоте
Широтное	0,66±0,30	M^{IV}=0,20L+2,48±0,34	Тенденция к максимальной густоте
Вне зависимости от направления систем	0,99±0,05	M=0,29+1,74±0,06	–

предположений вытекает логический вывод, что между длиной разломов и их оптимальной густотой, т.е. расстоянием, ближе которого, как правило, не могут располагаться параллельно друг другу разнозначные дислокации, должна существовать определенная связь.

Для практической проверки высказанного предположения на основании составленных автором тектонических карт по юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (Шерман и др., 1973) и геологических карт среднего масштаба для большей части территории рифтовой зоны были выделены независимо от генетического типа разломы четырех направлений (табл. 2). Внутри направлений разломы были дифференцированы по классам длин. Всего было выделено семь классов, охватывающих разломы длиной до 35 км. Более длинные по простиранию разломы состоят именно из отрезков в 25–40 км. Во внимание не принимались параллельные и равные по длине разломы, если расстояние между ними по перпендикуляру превышало в 3–4 раза их длину. Исключение таких случаев гарантировало нас от влияния фактора ослабления тектонической деятельности, а также других сугубо тектонических причин. Всего удалось получить 541 пару наблюдений (см. табл. 2), удовлетворяющих поставленным условиям.

Дифференцированная по направлениям статистическая обработка материала позволила установить наличие тесной корреляционной связи между длиной разломов и расстоянием между ними (табл. 3). Уравнения регрессии, вычисленные для каждого направления, отражают идентичную закономерность, а своими коэффициентами и свободным членом практически не отличаются друг от друга. Наметившаяся связь едина и обща для разломов любых направлений в Байкальской рифтовой зоне. На этом основании были обработаны все данные, собранные по Байкальской рифтовой зоне, вне зависимости от направления разломов. Статистический анализ показал наличие тесной корреляционной связи (r = 0,99±0,05) между длиной разломов и растоянием между ними M при пороге вероятности безошибочных прогнозов 95%. Уравнение регрессии имеет вид:

$$M = 0{,}29L + 1{,}74 \text{ (км)} \qquad [5]$$

с доверительным интервалом ±0,06.

Внимательное изучение изменения характера связи при росте длин разломов показывает отклонение (уменьшение) величины M от теоретически рассчитанной по уравнению [5].

Для вывода общей зависимости между длиной разломов и расстоянием между ними были использованы данные Юэри и Мицутани (Jairi, Mizutani, 1969) по

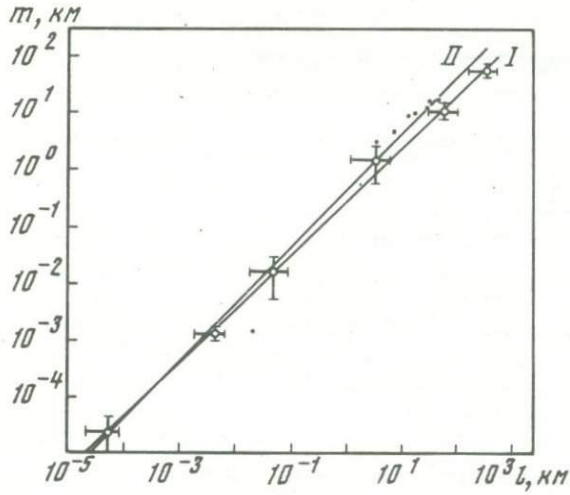


Рис. 2. Длина разрывов и оптимальное расстояние между ними

I – для Восточно-Африканской рифтовой зоны; *II* – общий вид связи по уравнению [6]

исследованию системы разломов Восточно-Африканской рифтовой системы в районе о. Танганьика. Ими приведена таблица протяженности разломных систем и интервалов между ними, охватывающая структуры длиной до 400 км. Данные этих исследователей для соответствующих интервалов не отличаются от уже известных нам по Байкальской рифтовой зоне. Принимая во внимание это важное обстоятельство, был проведен статистический анализ всего имеющегося в нашем распоряжении цифрового материала. Коэффициент корреляции оказался равным $r = 0{,}98 \pm 0{,}13$ для логарифмов коррелируемых пар. Расчет уравнения регрессии позволил получить общую формулу, описывающую связь длины разломов L и интервалов между ними М и подтверждающую параболический характер зависимости при широком диапазоне колебаний длин:

$$M = 0{,}44L^{0{,}95} \pm 1{,}25 \text{ (км)}. \qquad [6]$$

Высокий коэффициент корреляции свидетельствует о надежности установленных связей (рис. 2).

Таким образом, разломы заданной длины могут сгущаться только до определенных пределов, который можно считать критической плотностью разломов. Превышение его ведет к нарушению единства связи, описываемой уравнением [4].

Физическое объяснение выявленной эмпирической связи расстояний между разломами и их длин лежит в рамках тех же законов. Интервал между разломами, относящимися к одному классу длин, определяется распределением полей напряжений. Дислокация создает в окружающих ее областях самоуравновешивающееся поле напряжений (Макклинток, Аргон, 1970). В реальных кристаллических средах, содержащих оптимально густую серию дислокаций, поле напряжений каждой дислокации будет захватывать область размером, равным половине расстояния до дислокации такого же класса длины и направления.

Распределением полей напряжений, которые не могут перекрывать друг друга, и контролируется оптимальное расстояние между разломами соизмеримой длины и общего направления.

Общие выводы. Геометрически правильный рисунок сетки разломов определяется не только выдержанностью направлений систем, но и незначительными колебаниями расстояний между разломами, образующими систему. Воспользовавшись установленным соотношением [6], в которое не входит параметр, каким-либо образом отражающий тектоническую активность, можно предопределить примерный план разломной тектоники и использовать его при научном прогнозе.

Формирование сетки разломов в отличие от отдельной дислокации необходимо рассматривать, опираясь на законы поведения земной коры как упруговязкого тела. Они дают физическое обоснование установленной гиперболической взаимосвязи между длиной разломов и их количеством, которая не зависит от истории тектонического развития региона. Они объясняют известную последовательность разломообразования от мелких дизъюнктивов к крупным, от крупных к зонам разломов, в том числе удлинение крупных на фоне общего увеличения мелких, что необходимо для сохранения неизменной общей для земной коры функциональной зависимости [4].

Таким образом, в настоящее время было бы недостаточно убедительно объяснять всю сложную дизъюнктивную тектонику отдельных регионов земной коры только за счет многократного действия тектонических сил. Знание физических законов, лежащих в основе дробления земной коры, может быть гарантией глубокого понимания и серьезного научного толкования фиксируемой природной картины сетки разломов.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования.– Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, вып. 17 (34).

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. 3 и 4. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гурари Ф. Г., Микуленко К. И., Старосельцев В. С., Андреев В. А., Зимин Ю. Г. и др. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты.– Труды СНИИГИМС, 1970, вып. 97, серия региональная геология.

Колмогоров А. Н. О логарифмически-нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении.– Докл. АН СССР, 1941, т. 31, № 2.

Кузнецова К. И. Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М., "Наука", 1969.

Макклинток Ф., Аргон А. Деформация и разрушение материалов. М., "Мир", 1970.

Филиппов А. Ф. О распределении размеров частиц при дроблении.– Теория вероятностей и ее применения, 1961, т. VI, вып. 3.

Шерман С. И. Некоторые физические закономерности формирования глубинных и региональных разломов (на примере Байкальской рифтовой зоны).– В кн. "Тектоника Забайкалья". Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В., Киселев А. И., Шмотов А. П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, "Наука", 1973.

Yairi K., Mizutani Sh. Fault system of the Lake Tanganyika rift at the Kigoma area, western Tansania. – J. Sci. Nagoya University, 1969, v. 17.

П. П. КОЛМОГОРОВА, В. Г. КОЛМОГОРОВ

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И В СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

На основе геофизических, геологических и геоморфологических данных, а также по характеру новейших и современных движений в пределах Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с ней территорий выделяют (Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; Зорин, 1971; и др.) три крупные зоны первого порядка. Они пространственно совпадают с юго-восточной окраиной Сибирской платформы (Иркутским амфитеатром), Саяно-Байкальской горной страной (сводовым поднятием) и Забайкальской геосинклинальной зоной. Работами Е. В. Павловского (1948 и др.), Н. А. Флоренсова (1960, 1968), В. В. Ламакина (1968), Н. А. Логачева (Логачев и др., 1964), В. П. Солоненко и др. (1968), Ю. А. Зорина (1971) и многих других показано, что различия в интенсивности тектонических движений между Сибирской платформой, Саяно-Байкальским сводовым поднятием и Забайкальской геосинклинальной областью были характерны для всего времени проявления кайнозойской активизации (вторая половина третичного периода – четвертичный период). Внутри этого временного интервала изменялся только темп тектонических движений. В связи с этим большой интерес представляют сведения о тектоническом развитии земной коры в этих регионах на современном этапе. В настоящее время все сильнее и сильнее укрепляется мнение о глобальном характере проявления современных вертикальных движений земной коры (СДЗК). Следовательно, логично предположить, что данные о СДЗК характеризуют современное тектоническое развитие земной коры и

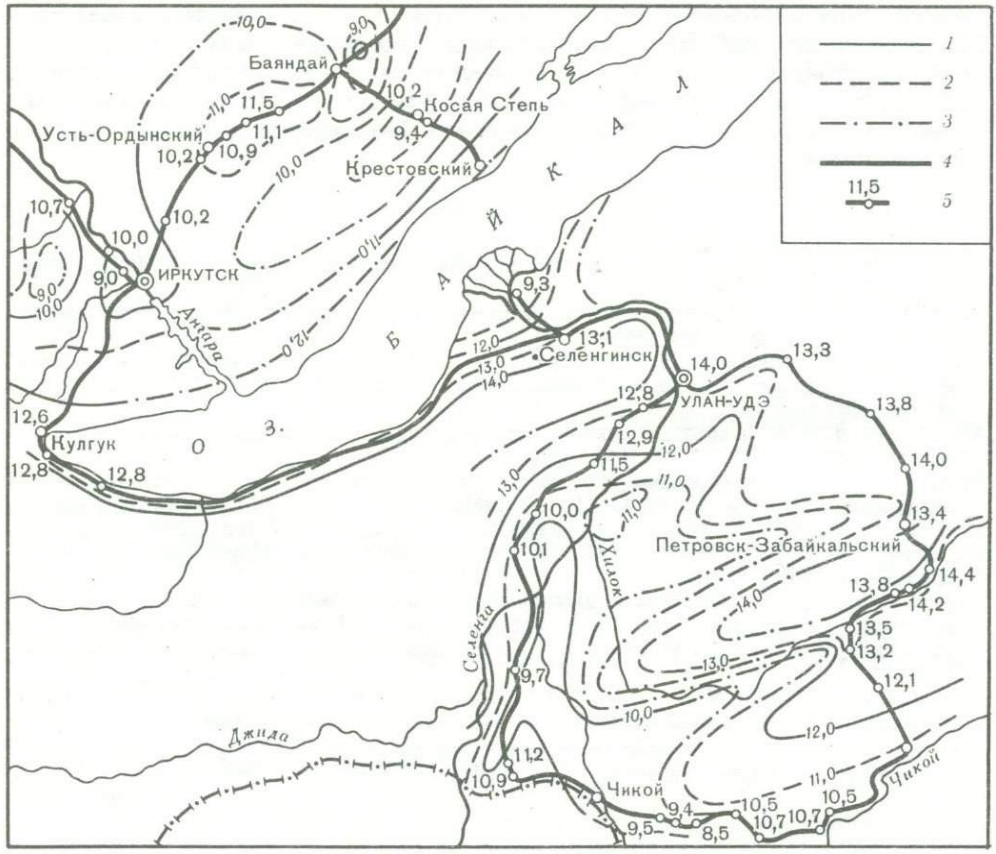


Рис. 1. Схематическая карта современных вертикальных движений земной коры в южной части Байкальской рифтовой зоны и сопредельных областях

1 – основные изодинамы; *2* – дополнительные изодинамы; *3* – предполагаемые изодинамы; *4* – линии повторного нивелирования; *5* – значения скоростей (мм/год)

могут быть использованы для выяснения разнородности коры по интенсивности и характеру современных глубинных процессов, по степени разнородности реакции различных участков земной коры на эти процессы. В этом аспекте большой научный интерес представляют данные о СДЗК в районах Сибири.

Основой для получения величин скоростей современных вертикальных движений в районах указанных выше трех разнородных геологических регионов послужили геодезические данные – материалы высокоточных и точных повторных нивелировок, выполненных ГУГК при Совете Министров СССР и нами за последние 10 лет. Обработка и анализ имеющейся сети линий повторного нивелирования протяженностью около 3,5 тыс. км явились геодезической основой для составления первой схематической карты скоростей современных вертикальных движений на данной территории (рис. 1). При составлении этой карты было уделено особое внимание трем основным научно-методическим вопросам: оценке точности скоростей вертикальных движений земной поверхности, полученных из результатов повторного нивелирования; геолого-геоморфологической оценке репрезентативности геодезических данных и составлению морфоструктурной основы карты; качественной интерпретации геодезических данных на территории вне линий повторного нивелирования и дальнейшего прогнозирования величин скоростей с целью получения полей современных вертикальных движений.

Геодезическая основа карты. Густота государственной нивелирной сети на исследуемой территории далеко не достаточна для составления детальной карты современных движений земной коры, однако ее сгущение в ближайшее время пока

не планируется (см. рис. 1). Интервалы времени между повторными нивелировками изменяются от 23 до 33 лет.

Геодезическое обоснование карты скоростей современных вертикальных движений представлено линией I класса Красноярск – Иркутск – Чита; линией II класса Иркутск – Качуг; полигоном II класса, образуемого линиями Улан-Удэ–Кяхта, Кяхта – Баляга и Улан-Удэ – Балята, линиями Байкальского теодинамического полигона: Баяндай – Крестовский (Западное Прибайкалье) и Никольское – Кудара (Восточное Прибайкалье).

Для оценки достоверности полученных разностей высот, определенных в разные эпохи, наряду со стандартными методами применялся и известный t-критерий Стьюдента (Фотиади и др., 1970). Скорости современных вертикальных движений земной коры пунктов нивелирной сети вычислялись и оценивались относительно г. Иркутска. Но поскольку Иркутск расположен в непосредственной близости к Байкальской рифтовой зоне и, как известно, в настоящее время находится в стадии интенсивного поднятия, за условный нуль нами принят г. Красноярск и к этому начальному пункту были приведены все скорости, которые использовались при построении карты скоростей вертикальных движений. Ниже приводится краткая характеристика линий повторного нивелирования.

Линия повторного нивелирования I класса Красноярск – Иркутск – Чита детально проанализирована нами ранее (Колмогоров и др., 1971). Скорость вертикальных движений реперов выведена как среднее за 23 года (первое нивелирование выполнено в 1937–1943 гг., второе – в 1961–1965 гг.), и ее величина при приближении к Байкальской рифтовой зоне закономерно растет от 0 до +14 мм/год. Точность определения этих скоростей характеризуется средней квадратической ошибкой $\delta = \pm 0{,}5$ мм/год на 100 км.

Краткие характеристики остальных линий повторного нивелирования, используемых для вычисления скоростей СДЗК, помещены в таблице.

Анализ приведенных линий повторного нивелирования показал, что в целом сеть повторного нивелирования является вполне удовлетворительной по точности геодезической основы для составления карты современных вертикальных движений с сечением изолиний через 2 мм/год.

Комплексный анализ геодезических данных с геолого-геоморфологическими и геофизическими данными. Накопленный к настоящему времени опыт исследований по геолого-геоморфологической и геофизической интерпретации данных повторного нивелирования на обширной территории европейской части СССР, Средней Азии и Сибири (Мещеряков, 1963; Донабедов, Сидоров, 1968; Финько, 1973; и др.) указывает на тесную связь современных вертикальных движений с элементами гео- и морфоструктуры и на регионально-блоковый характер пространственного изменения скоростей вертикальных движений, обусловленный блоковым строением земной коры. Связывая образование структурных форм рельефа разного порядка и СДЗК с активным проявлением эндогенного фактора, можно наметить закономерности в размещении наибольших и наименьших скоростей вертикальных движений и выявить тенденции структур к поднятию или опусканию, а затем искать пути интерполяции и экстраполяции величин скоростей вертикальных движений в пределах отдельных блоков земной коры. Составление морфоструктурной основы карты современных вертикальных движений и последующий ее анализ со скоростя-

Таблица

Характеристика линий повторного нивелирования

Линия	Класс	Длина, км	δ	Год выполнения
Иркутск – Качуг	II	263	$\mp 1{,}07$	1938, 1971
Улан-Удэ – Кяхта	II	218	1,04	1938, 1971
Кяхта – Баляга	II	400	1,30	1938, 1971
Никольское – Кудара	I	36	1,25	1968, 1969 1970, 1973
Баяндай – Крестовский	I	80	1,26	1967, 1972

ми вертикальных движений необходимы не только для проверки репрезентативности полученных геодезических величин скоростей, но и для решения задачи количественного прогнозирования последних. Морфоструктурная основа составленной карты СДЗК показана на рис. 2. Анализ современного развития основных морфоструктур будет рассмотрен ниже.

Из предыдущего раздела было видно, что территория довольно слабо обеспечена данными повторного нивелирования. Расстояния между отдельными линиями достигают нескольких сотен километров. И перед составителями карт современных вертикальных движений территорий, слабо обеспеченных данными повторного нивелирования, возникает вопрос о разработке принципов количественного прогнозирования последних. Исходя из изложенного в основу количественного прогнозирования можно положить два следующих условия.

1. Геоструктуры, для которых необходимо определить скорости вертикальных движений, в неотектонический период развиваются по унаследованному с более древнего структурному плану, а современный этап развития является продолжением неотектонического, т.е. для всего времени проявления кайнозойской и современной тектонической активизации характерно было только изменение темпа тектонических движений.

2. Гравитационное аномальное поле фиксирует структуры, связанные с относительно молодыми подвижками земной коры, а резко изменяющаяся часть гравитационного поля обусловлена геологическим строением кристаллического фундамента.

С учетом этих условий на основе корреляционного метода изучения современных движений земной коры, изложенного нами ранее (Колмогорова, Каратаев, 1974 г), по значениям наблюденного аномального гравитационного поля и рельефа земной поверхности выполнено прогнозирование скоростей вертикальных движений на территории, расположенной между линиями повторного нивелирования. На представленной карте спрогнозированные скорости показаны как дополнительные.

Перейдем к комплексному геолого-геофизическому обсуждению составленной карты вертикальных движений.

Первый вариант схематической карты современных вертикальных движений на территории южной части Байкальской рифтовой зоны и сопредельных областей отображает интенсивность и направленность современных вертикальных движений, которые передаются изолиниями и отдельными значениями в узловых точках профилей повторного нивелирования, и позволяет наметить общие закономерности вертикальных движений этого региона. Основная закономерность проявления современных вертикальных движений исследуемой территории заключается в том, что бóльшая ее часть испытывает сводовое поднятие с максимумом в Восточном Прибайкалье. Кроме того, вся территория испытывает повсеместные сопряженные поднятия и опускания с максимальными величинами от 8 до 14 мм/год. Простирание изодинам (линий равных величин скоростей) поднятия согласуется с простиранием структур фундамента, морфоструктур и в большинстве случаев с контурами гравитационных аномалий. Пространственная же дифференциация вертикальных движений связана с крупными морфоструктурами трех рассмотренных областей.

Южная часть Сибирской платформы за время своего существования испытывала существенные колебательные движения с большими периодами, причем в неоген-четвертичное время Иркутский амфитеатр имел тенденцию к общему поднятию (Савинский, 1972; и др.). На карте скоростей отчетливо видно поднятие его и на современном этапе; скорость его поднятия (V) относительно г. Красноярска равна 8–10 мм/год. Скорости вертикальных движений по линии Иркутск – Качуг характеризуют зону перехода от областей протерозойской и нижнепалеозойской складчатости Байкальской рифтовой зоны к Верхне-Ленскому поднятию Иркутского амфитеатра. Здесь наблюдается постепенное нарастание скоростей вертикальных движений от центральной части Иркутского амфитеатра на восток, к Верхне-Ленскому поднятию. Подобная картина наблюдается и по линии пос. Баяндай – м. Крестовский: постепенное возрастание скоростей от районов молодого Прибайкальского прогиба (V = 8–9 мм/год) к древним структурам Байкальской рифтовой зоны (V = 11–12 мм/год).

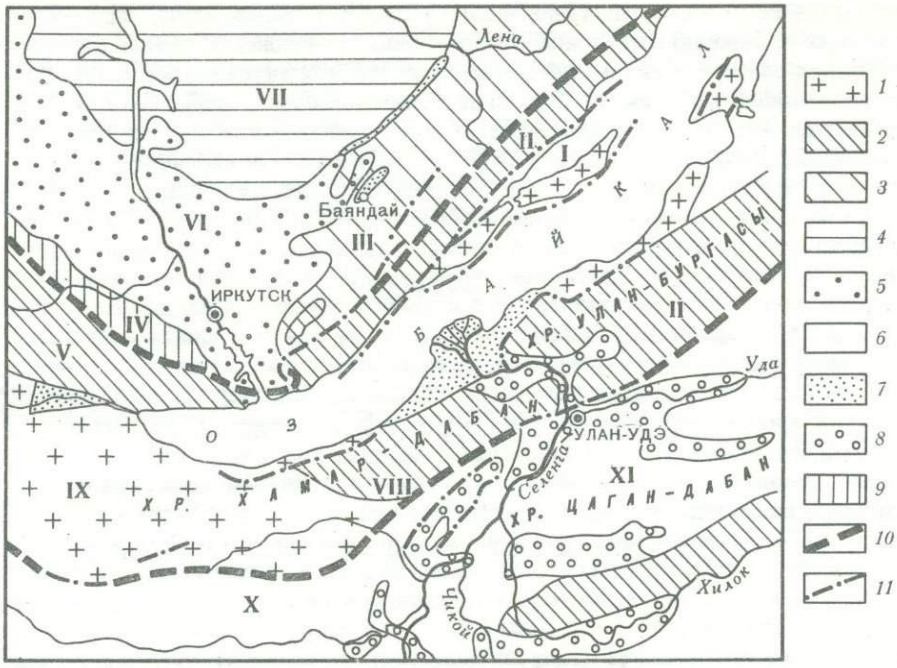


Рис. 2. Схема геологического строения с элементами неотектоники и геоморфологии (по Логачеву Н. А., 1964; Очирову Ц. О., Булнаеву К. Б. и др., 1965)

1 – архей; *2* – протерозой; *3* – нижний кембрий; *4* – верхний кембрий; *5* – юра; *6* – зона западно-забайкальских каледонид; *7* – третичные отложения; *8* – мезозойские межгорные впадины, выполненные континентальными отложениями верхней юры – нижнего мела; *9* – зона максимальной мощности юрских отложений; *10* – граница Байкальского сводового поднятия; *11* – разломы

I – архейские структуры Байкальской рифтовой зоны; II – протерозойское крыло Байкальского сводового поднятия; III – Прибайкальский предгорный прогиб; IV – Присаянский предгорный прогиб; V – архейские структуры Восточного Саяна; VI – юрские отложения Иркутского угленосного района; VII – кембрий платформенного чехла, Верхне-Ленское щитообразное поднятие; VIII – Тункинско-Мишихинская структурная зона; IX – Хамар-Дабанский антиклинорий; X – Джидинская структурная зона; XI – Цаган-Дабанская структурная зона

В юго-восточной части Саяно-Байкальского сводового поднятия получены скорости пока только для узкой полосы Тункинско-Мишихинской структурной зоны (Култук – Слюдянка – Мишиха – Улан-Удэ). В этой части, прилегающей к оз. Байкал, скорости вертикальных движений достигают величины до 14 мм/год. Расположенная южнее Хамар-Дабанская структурная зона в целом, видимо, поднимается с еще большей скоростью, что, будем надеяться, скоро подтвердится повторным нивелированием линий, секущих эти структуры. Архейско-протерозойскому Хамар-Дабанскому поднятию отвечает скорость +12–13 мм/год. К северо-востоку от этого поднятия профиль повторного нивелирования проходит по переклинали поперечной Усть-Селенгинской впадины, формирование которой связано (Флоренсов, 1960; и др.) с последними этапами развития Байкальского свода. Полученные скорости по линиям повторного нивелирования Селенгинск – Никольское – Кудара и Култук – Улан-Удэ дают ясное представление постепенного уменьшения скоростей к берегу оз. Байкал.

Восточнее Усть-Селенгинской впадины, отделяясь от нее Твороговским поднятием, располагается Селенгино-Итанцинская впадина, являющаяся пограничной структурой в системе Байкальского рифта. Скорость современных движений на периклинали этой впадины составляет также 12 мм/год. Геологические данные свидетельствуют об интенсивном развитии всей впадины.

Восточнее описанных структур располагается Западно-Забайкальская глыбово-волновая зона (Солоненко и др., 1968) мезозойской активизации. По представ-

лению ряда исследователей (Флоренсов, 1960; Корешков, 1960; Базаров и др., 1968; и др.), Западно-Забайкальская зона мезо-кайнозойской активизации составляет единое целое с Байкальской зоной кайнозойской активизации, входя в состав единого Байкальского свода. Это существенно, видимо, определяет и характер современных вертикальных движений. Резких перепадов в скоростях при переходе от Байкальской рифтовой зоны к Западному Забайкалью не наблюдается.

Из структур Забайкальской зоны умеренного горообразования в пределы схемы входит западная половина Витимо-Селенгинского синклинория, в основном Цаган-Дабанская структурная зона с линейно-вытянутыми впадинами: Удинской, Хилокской, Чикойской, Урлукской, Кударинской и др. Эти позднемезозойские депрессии, продолжающие развиваться в новейшее время и названные Н. А. Флоренсовым (1960) впадинами забайкальского типа, имеют наименьшую скорость вертикальных поднятий по сравнению со скоростями в Байкальской рифтовой зоне: скорость поднятий в центральных частях впадин равна 8 мм/год, тогда как горные кряжи и хребты поднимаются со скоростью не менее 12–14 мм/год. Зоны современного относительного опускания в общем совпадают с наиболее глубокими частями третичных и четвертичных прогибов и в равной мере обязаны своим происхождением как олигоценово-раннеплиоценовым, так и четвертичным (Флоренсов, 1960) и современным движениям. При этом следует отметить, что по мере удаления от оз. Байкал к югу Забайкалья скорости современных вертикальных движений как отрицательных, так и положительных структур постепенно уменьшаются от 12 до 8 мм/год.

Таким образом, анализ результатов повторного нивелирования позволяет сделать следующие выводы.

1. Весь Байкальский свод резко поднимается на фоне Западной Сибири и Сибирской платформы. Скорость вертикальных движений, начиная от г. Нижне-Удинска, где она достигает 6,0 мм/год относительно г. Красноярска, постепенно нарастает, и у оз. Байкал она уже равна 12 мм/год. При этом в пределах Байкальского свода резких изменений скоростей от оз. Байкал к центру Иркутского амфитеатра и к Южному Забайкалью не наблюдается.

2. Распространение высоких скоростей в Западном Прибайкалье до 10–11 мм/год от областей протерозойской и нижнепалеозойской складчатости Байкальской рифтовой зоны к Верхне-Ленскому поднятию Иркутского амфитеатра, видимо, не случайное, а вполне закономерное явление и показывает, что процесс перестройки структур Сибирской платформы не ограничивается площадью Саяно-Байкальского сводового поднятия, а имеет тенденцию к расширению, следствием чего является тектоническая активность описанной площади.

3. Зоны несколько заниженных скоростей вертикальных движений в общем совпадают с наиболее глубокими частями третичных прогибов. Но относительно высокие положительные скорости – более 8 мм/год – указывают на то, что на современном этапе впадины как Присаянья, так и Прибайкалья не опускаются, а, видимо, телько отстают в своем поднятии от положительных структурных форм, и скорость поднятий превышает 2–3 мм/год.

Заканчивая в самых общих чертах анализ современных движений, важно остановиться на некоторых принципиальных вопросах создания подобных карт скоростей вертикальных движений земной коры.

По-первых, при составлении их принимается гипотеза о постоянстве величины и направления скорости движений в течение времени между датами исполнения первого и повторного нивелирования. Хотя эта гипотеза определяет большую простоту и строгость обработки материалов повторного нивелирования, она не раскрывает характера проявления современных движений в течение всего времени.

Во-вторых, определения скорости выполнялись в основном по данным не многократного, а однократного повторного нивелирования по отдельным разрозненным линиям, разной протяженности и с разным сроком перенаблюдений. Это также снижает надежность выводов о современных движениях.

В-третьих, редкая сеть линий повторного нивелирования, а иногда несохранность реперов значительно снижают достоверность сделанных построений и затрудняют

составление подобных карт. В исключительных случаях это требует дополнительных исследований морфоструктурных условий, новейших, четвертичных и голоценовых движений, различных форм корреляции современных тектонических движений с современными экзогенными процессами, с молодыми формами рельефа и другими геолого-геофизическими данными. Все это заставляет нас рассматривать полученные скорости вертикальных движений как предварительные. Естественно, что с поступлением дополнительного материала схематическая карта современных вертикальных движений будет уточняться и детализоваться.

ЛИТЕРАТУРА

Базаров Д. Б., Булгатов А. Н., Кадач Т. М., Очиров Ц. О., Цырендоржиев Ц. Ц. О тектоническом развитии Забайкалья и северо-восточной Монголии.– В кн. "Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий". М., "Наука", 1968.

Донабедов А. Т., Сидоров В. А. Современные движения земной коры. М., "Наука", 1968.

Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.

Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Мурзина Г. А. Геологическая интерпретация данных повторного нивелирования в районе Байкальской рифтовой зоны.– Геология и геофизика, 1971, № 3.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ламакин В. В. Неотектоника впадины озера Байкал. М.–Л., "Наука", 1968.

Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., "Наука", 1964.

Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований.– В кн. "Современные движения земной коры". М., "Наука", 1963.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.– Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 99, № 31.

Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., "Недра", 1972.

Солоненко В. П., Тресков А. А., Зорин Ю. А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., "Наука" 1968.

Финько Е. А. Морфоструктурный анализ при изучении современных тектонических движений. М., "Наука", 1973.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.– В сб. "Байкальский рифт". М., "Наука", 1968.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. и др. Байкальский геодинамический полигон. Новосибирск, 1970.

В. В. ФЕДЫНСКИЙ, А. Г. ГАЙНАНОВ, Б. А. СОКОЛОВ, Н. А. СТРАХОВА

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ РИФТОВЫХ ЗОН

Результаты изучения строения земной коры под дном морей и океанов внесли много нового в современные геотектонические представления. Один из наиболее важных итогов в этом направлении состоит в выделении рифтов, как глобальных геотектонических элементов, играющих важнейшую роль в строении и развитии земной коры (Виноградов и др., 1969; Система..., 1970; Исследования..., 1972).

Рифты – это характерная структура растяжения земной коры (Артемьев, Артюшков, 1968; Ушаков и др., 1972). Под понятие рифтов подходят узкие грабены (борозды), еще не компенсированные осадками; крупные и широкие впадины с достаточно взаимно удаленными бортами; наконец, куполовидные или чаще протянувшиеся в виде хребтов системы поднятий, осложненные осевым грабеном, которые можно видеть в центральных частях современных океанов и в Восточной Африке. Все это – различные стадии формирования рифтовых структур, которые

обнаружены в настоящее время в океанах и на континентах и имеют различный геологический возраст, устанавливаемый для фанерозоя по осадкам, заполняющим рифтовые впадины (Байкальский рифт, 1968; Милановский, 1970, 1972; Ушаков и др., 1972).

Первое место среди рифтовых систем занимает образовавшаяся в течение кайнозоя и продолжающая активно развиваться и в настоящее время мировая система рифтов (МСР), протянувшаяся более чем на 60 тыс. км под водами Мирового океана и заходящая рядом своих ответвлений также на континент. Однако это – не единственная система рифтовых структур.

Сравнивая с типичной рифтовой системой, какой является МСР, многие другие, ранее нам известные на континентах структуры, мы неизбежно приходим к выводу, что существуют и другие рифтовые системы. Одни из них находятся на первоначальной стадии своего развития, что ведет к расширению и разветвлению мезо-кайнозойской МСР. Другие прошли различные стадии развития рифта в более древние геологические времена и застыли в своем росте на определенной фазе в период, когда прекратилось действие рифтообразующих тектонических сил.

Авторы пытаются обосновать это положение разбором ряда конкретных примеров, предварительно рассмотрев ту специфическую характеристику, которая отличает рифтовые структуры от других крупных геотектонических элементов земной коры.

Современные океанические рифтовые системы представляют собой подводные хребты, вдоль гребня которых протягиваются ограниченные разломами узкие некомпенсированные осадконакоплением щелевидные долины, собственно рифтовые долины. Глубина под уровнем моря рифтовых долин колеблется от 1,5–2,0 км (Аравийско-Индийский хребет) до 4 км (Срединно-Атлантический хребет). Ширина дна долин, как правило, не превышает нескольких километров, а расстояние между гребнями, их окаймляющими, измеряется несколькими десятками километров (25–30 – в Западно-Индийском, 30–60 – в Срединно-Атлантическом). Следует также отметить, что рифтовые долины в отдельных осевых частях срединноокеанических хребтов не устанавливаются.

Рифтовые зоны во многих местах пересекаются глубокими поперечными сквозными долинами, связанными со своеобразными сдвиговыми нарушениями, получившими название трансформных разломов. По этим разломам смежные рифты могут быть смещены относительно друг друга на сотни километров. Так, с поперечной долиной Вема (Атлантический океан) связано левостороннее смещение на 460 км (рис. 1). Вдоль трансформных разломов нередко группируются подводные вулканы (Соколов и др., 1973).

Рифтовые зоны, как и сами срединноокеанические хребты, могут с течением времени менять свое положение и разветвляться. Нередко одна из ветвей теряет свою активность и становится центром формирования крупной (широкой) компенсированной впадины. В качестве примера можно привести формирование северной части Атлантического океана (Орленок, Гайнанов, 1967; Laughton, 1971). Срединно-Атлантическая рифтовая система первоначально в мезозое располагалась между Канадой и Гренландией в Лабрадорском море. Однако позднее, в кайнозое, рифтовая система стала развиваться на месте современной Северной Атлантики, а в Лабрадорском море стадия рифтообразования сменилась стадией формирования широкой впадины, а, собственно, рифт стал быстро засыпаться осадками (рис. 2).

Аналогичного типа перемещения с течением времени зон рифтогенеза с одного направления на другое установлены и в других частях Мирового океана, в частности, в юго-восточном районе Тихоокеанского сегмента в районе о-ва Пасхи.

В пределах срединноокеанических хребтов наблюдается заметное сокращение мощности земной коры и общее приподнятое положение поверхности Мохоровичича при очень незначительной мощности прерывистого осадочного слоя. Разрез земной коры имеет характерную форму выпукло-вогнутой линзы, образование которой связано с воздыманием и растяжением земной коры. Это можно хорошо видеть на разрезе земной коры и верхней мантии в районе Рейкьянес (Срединно-Атлантический хребет), составленном по Тальвани (Talwani a.o., 1971) с дополнениями А. Г. Гайнанова (Гайнанов и др., 1974) и изображенном на рис. 3. Следует обратить внимание

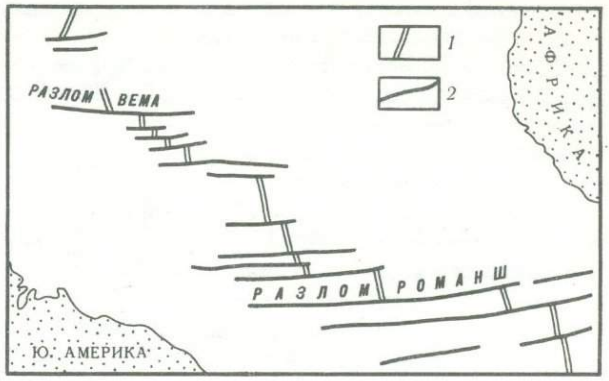


Рис. 1. Смещение рифтовых зон Срединно-Атлантического хребта по трансформным разломам (Sykes, 1967). Упрощено

1 – ось рифтовой зоны; *2* – трансформные разломы

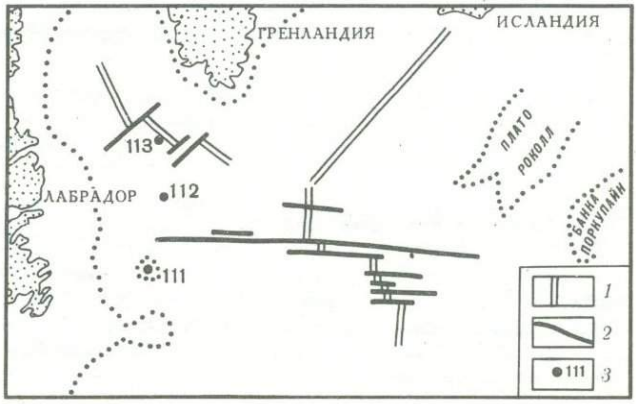


Рис. 2. Положение рифтовых зон в северной части Атлантического океана (Laughton, 1971). Упрощено

1,2 – см. рис. 1; *3* – морские скважины

на кривые аномалий силы тяжести в редукциях Фая и Буге, приведенные на этом рисунке. Они совершенно отчетливо указывают на то, что подводный хребет, несущий по своей оси, собственно, рифтовую долину, возник в процессе изостатической компенсации поднятия в этом районе блока, более легкого, чем за его пределами мантийного вещества с дефектом плотности – 0,04 ÷–0,05 г/см^3, как это схематически показано на разрезе внизу рисунка.

Рифтовые зоны срединноокеанических хребтов отличаются повышенной сейсмичностью, активным вулканизмом, симметричным относительно оси рифта полосовым аномальным знакопеременным магнитным полем, высокими значениями теплового потока, интенсивными региональными понижениями аномалий силы тяжести в редукции Буге.

Сейсмические данные указывают, что в современных океанических рифтовых системах, за исключением их осевых частей, земная кора состоит из трех слоев: верхнего осадочного со скоростями продольных волн (V_p) от 2,0 до 3,6 км/сек, второго слоя, вероятно, состоящего из базальтов и вулканогенно-осадочного материала при преобладании первых (V_p = от 4,0 до 5,4 км/сек), и третьего слоя состоящего, возможно, из метаморфизованных основных пород или серпентинитов с включениями основных пород (V_p = от 6,4 до 6,8 км/сек). Средняя суммарная мощность второго и третьего слоев океанической коры изменяется в пределах 5–7 км, из которых 1,5–2,0 км приходятся на второй слой. В осевой части (рифтовая долина) осадки практически отсутствуют, а границы между различными слоями земной коры перестают прослеживаться. По мере удаления от осевой зоны мощность осадков возрастает до 1,0–1,5 км. В обе стороны от оси хребта на расстоянии до 100–300 км фиксируется зона пониженных граничных скоростей (V =7,1–7,8 км/сек) на границе Мохоровичича. Совместный анализ сейсмических и гравитационных данных свидетельствует о наличии под земной корой океанических рифтовых хребтов в верхней мантии (до глубин 150–200 км) слоя с пониженной

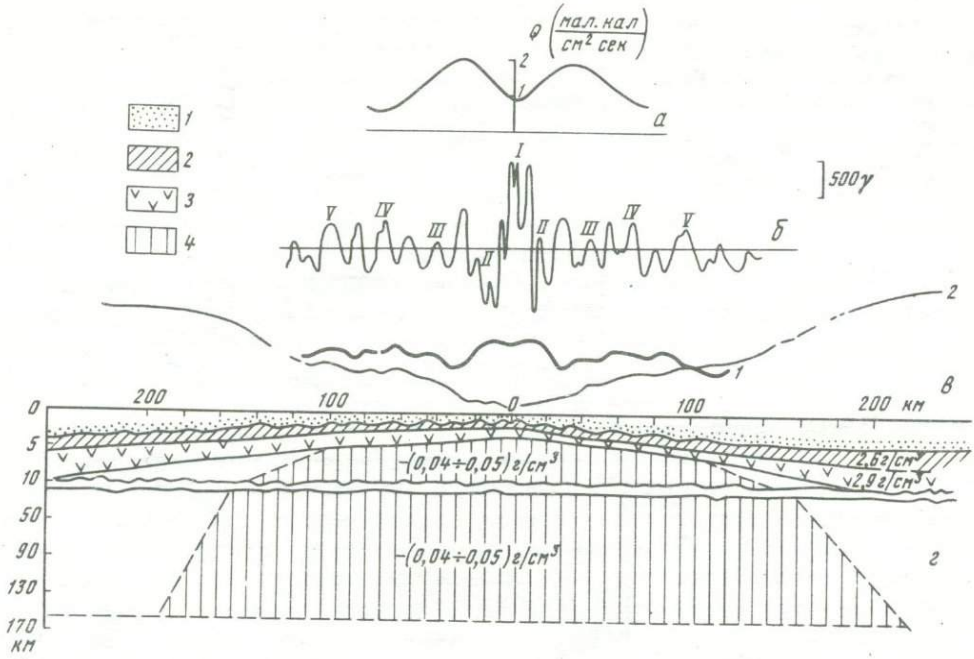


Рис.3. Геофизическая характеристика и схематический разрез литосферы в районе Рейкьянес (Срединно-Атлантический хребет) (Talwani a. o., 1965; Гайнанов и др., 1974)

а – тепловой поток (мал.кал·см$^{-2}$·сек$^{-1}$); *б* – магнитные аномалии ΔTa (I–V палеомагнитные эпохи); *в* – аномалии силы тяжести (цифры на рисунке): *1* – в редукции Фая, *2* – в редукции Буге; *г* – схематический разрез земной коры и верхней мантии; *1* – рыхлые осадки; *2* – "второй" океанический слой; *3* – "третий" океанический слой; *4* – область мантийного материала с пониженной плотностью

плотностью. Чтобы объяснить наблюдаемые гравитационные аномалии, приходится предположить, что непосредственно под рифтовой зоной до глубин 30 км имеется дефект плотности 0,15–0,25 г/см^3 (Talwani a.o., 1965; Гайнанов и др., 1972). Однако более вероятны несколько меньшие разности плотностей (до 0,1 г/см^3 на глубинах до 30 км и 0,04–0,06 г/см^3 до глубин 150–200 км). В этом случае хорошо согласуются не только данные взрывной сейсмологии и гравиметрии, но и землетрясений, согласно которым под рифтовой системой существует зона пониженных скоростей до глубин 200 км (Francis, 1969).

Весьма примечательной особенностью океанических рифтовых зон являются симметричные относительно их осей полосовые магнитные аномалии. Очаги землетрясений приурочены или к осевой зоне, или к зонам трансформных разломов. Глубина очагов не превышает первых десятков километров (Sykes, 1967). Напряжения в очагах свидетельствуют о субгоризонтальном растяжении, направленном вкрест простирания хребта, в трансформных разломах сдвиг направлен вдоль разломной зоны.

Несмотря на большую дисперсию немногих полученных значений теплового потока, в пределах океанических рифтовых хребтов статистически уверенно прослеживаются две симметричные относительно осевой зоны области с повышенными значениями теплового потока. Наиболее удовлетворительно весь комплекс наблюдаемых в рифтовой зоне срединноокеанических хребтов геофизических данных можно объяснить подъемом глубинного разуплотненного вещества верхней мантии, растяжением и расколом литосферы под напором этого вещества, его внедрением здесь в зону раскола верхней мантии с образованием новой коры.

Современные рифтовые зоны континентов имеют много общих черт с рифтами срединноокеанических хребтов. Их возникновение также связано с процессами подъема и глубинного вещества, сводового поднятия и горизонтального растяжения земной коры под его напором, утонением коры и подъемом поверхности Мохоровичича.

Континентальные рифтовые системы также образуют ветвящиеся в плане протяженные системы, однако гораздо менее ярко выраженные, вследствие чего отдельные их звенья представляются изолированными, например Байкальская или Рейнская рифтовые зоны. Более тщательные наблюдения дают возможность кажущиеся изолированными зоны объединять с другими структурами подобного типа. Так, В. Е. Хаин (1969) Рейнский грабен считает звеном очень протяженной Норгидо-Нигерийской рифтовой системы, прослеживаемой от Скандинавии на севере до Западной Африки и Гвинейского залива на юге. Е. Е. Милановский (1972) эту систему выделяет под названием Рейнско-Ливийского рифтово-вулканического пояса. Рифт Байкала, по Г. Е. Рябухину и А. Г. Рябухину (1973), также может быть включен в более протяженную систему уходящего как на восток, так и на запад, в Юго-Западную Азию. Но даже, собственно, Рейнский грабен имеет протяженность в 600 км, а Байкальская рифтовая зона вытянута более чем на 2,5 тыс. км.

Ширина континентальных рифтов обычно составляет 45–50 км, при вертикальной амплитуде погружения фундамента рифта (грабена) от 1 до 7 км. Обычно опускание дна рифтовых прогибов в значительной степени компенсировано осадконакоплением, однако значительные их части представлены депрессиями, занятыми водами морей, озер и долинами рек.

Современные континентальные рифтовые системы имеют кайнозойский возраст образования. Рифты Восточной Африки начали формироваться с конца палеогена и в начале неогена, Рейнская рифтовая зона – с середины палеогена, а Байкальский рифт – с конца палеогена.

В строении континентальных рифтов значительную роль играет базальтовый вулканизм, хотя он встречается и не повсеместно. Вулканы располагаются как вдоль, так и поперек оси рифтовых зон.

В поперечном сечении рифтовые зоны представляют собой систему ступенчато погружающихся к осевой части скошенных блоков. Поверхности раздела обычно являются крутопадающими сбросами.

Земная кора континентальных рифтов характеризуется заметным утонением до 20–30 км, подъемом поверхности Мохоровичича и увеличенной мощностью осадочного слоя. Это приводит к тому, что в разрезе земная кора имеет форму двояковогнутой линзы.

Глубинное сейсмическое зондирование установило под Рейнским, Байкальским и Кенийским рифтами на границе Мохоровичича наличие разуплотненных пород мантии со скоростями 7,2–7,7,7,7–7,8 и 7,5 км/сек соответственно.

В рифтах Восточной Африки, Рейнском и других были установлены линейно-вытянутые отрицательные аномалии Буге порядка 50 мгал. Аномально-магнитное поле обычно не обнаруживает признаков симметрии. Континентальные рифты также отличаются повышенным тепловым потоком.

Характер смещений в очагах землетрясений свидетельствует о горизонтальном растяжении земной коры. Для Рейнского грабена это растяжение оценивается в 5 км, для Байкальского рифта его величина на целый порядок больше.

Наиболее существенным различием между современными океаническими и континентальными рифтовыми системами при наличии многих черт сходства между ними является то, что относительно более толстая и прочная континентальная кора, хотя и утоняется при ее растяжении, а кое-где разрывается, давая выход базальтовому вулканизму, все же сохраняет целостность. В отличие от разверзающихся недр океанических рифтовых систем, из которых на поверхность твердой коры поступают породы верхней мантии, или по крайней мере расплавленная смесь этих пород с породами разрушений и ассимилирований старой коры, в континентальных рифтовых системах не происходит новообразования земной коры. Быть может, это означает, что современные континентальные рифты представляют лишь первую стадию образования рифтовых систем и что в эпоху рождения, например, Атлантического океана дело также начиналось с образования в теле Лавразии звеньев континентальных рифтовых систем, подобных на более ранней стадии Байкальскому, а затем Восточноафриканскому рифтам.

Переход континентальной рифтовой системы в океаническую наиболее отчетливо виден в Индоокеанском сегменте, где переходным звеном служат рифтовые зоны

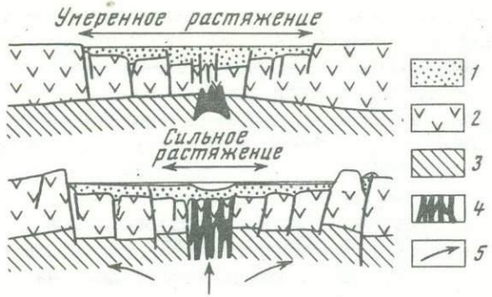


Рис. 4. Стадии развития рифта Красного моря (Милановский, 1970)

1 – осадочный слой; *2* – кристаллические породы; *3* – мантия; *4* – ультраосновные внедрения; *5* – конвекционный поток

Аденского залива и Красного моря (рис. 4). Рифты Аденского залива и южная половина Красноморского ближе стоят к океаническому типу рифтов, характеризуясь океаническим разрезом земной коры. Северная часть Красного моря, а также грабены заливов Суэцкого и Акаба являются аналогом континентальных рифтовых зон. Однако по конфигурации разреза земной коры, имеющей двояковогнутую линзовидную форму, и наличию сравнительно мощного осадочного слоя (4–5 км) переходные зоны очень напоминают континентальные рифтовые структуры.

Является ли рифтообразование процессом, присущим только мезо-кайнозойским эрам? Возник ли этот процесс лишь за последние 100–150 млн.лет жизни Земли, или на его долю следует отнести преобразования ее лика и в более ранние эпохи?

По мере более обстоятельного ознакомления с природой и особенностями современных рифтовых океанических и континентальных систем, в сущности открытых совсем недавно, несмотря на гигантские планетарные масштабы процесса рифтообразования, мы начинаем различать черты этого процесса и в более отдаленном геологическом прошлом Земли.

Можно полагать, что некоторые погребенные структуры в земной коре типа крупных грабенов и авлакогенов, а также и ряд других отдельных впадин и прогибов являются древними аналогами современных рифтовых систем и соответствующим образом позволяют трактовать их строение и геологическое развитие.

К древним рифтовым системам, а точнее к их реликтам прежде всего следует отнести авлакогены и грабены древних платформ, обычно погребенные под полого залегающими молодыми отложениями. К этой категории могут быть отнесены зона, включающая Поморо-Куявский вал и Свентокшишские горы в Польше (Kutek, Glazek, 1972), Пачелмский, Днепрово-Донецкий и другие прогибы на Русской платформе, авлакогены Тимана, Мангышлака и др., грабены в теле Индостанской, Канадской, Бразильской и других платформ, Южно-Украинскую систему прогибов, расположенную на стыке Русской и Скифской плит, включающую грабены Преддобружский, Каркенитский, Сивашский и др.

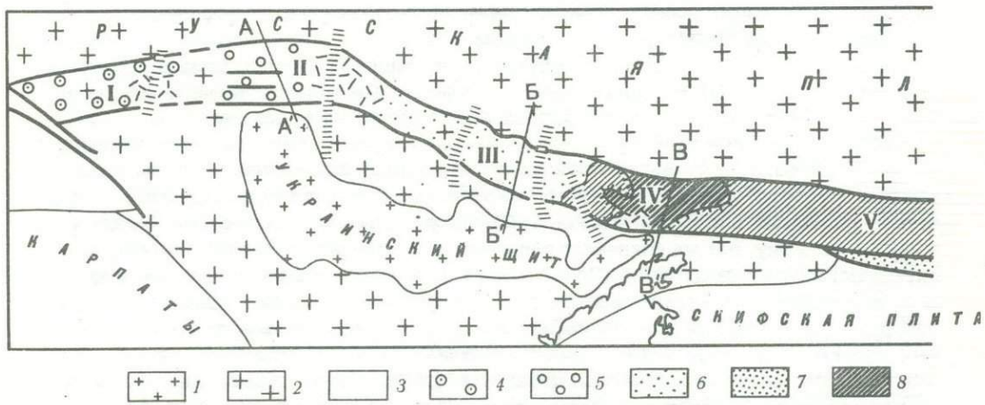


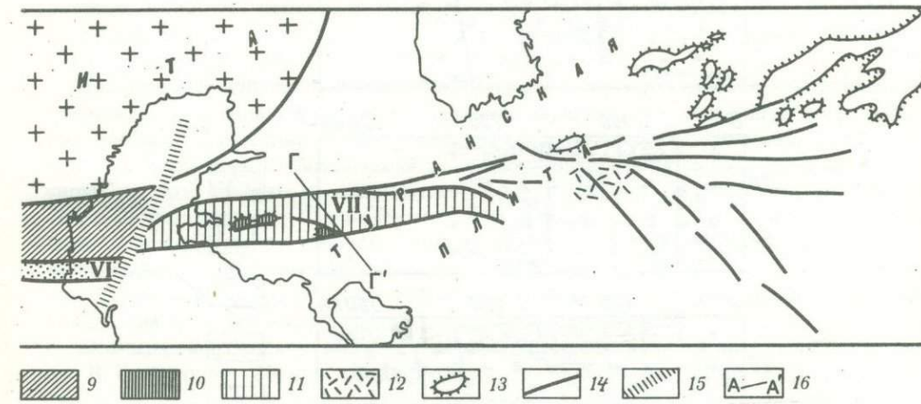
Рис. 5. Сарматско-Туранский линеамент (Айзберг и др., 1971)

1 – Украинский щит; *2* – Русская плита; *3* – молодые плиты и альпийская складчатая область. Прогибы и грабены, выполненные отложениями: *4* – венда – силура (I – Подлясско-Брестский прогиб); *5* – среднего девона – карбона (II – Припятский грабен); *6* – среднего девона – перми (III – Днепровско-Донецкий грабен); *7* – перми (VI – Манычский грабен); *8,9* – нижнего карбона – нижней перми (Донбасско-Промысловский миогеосинклинальный прогиб): *8* – на

Типичным примером элемента древней рифтовой системы может служить хорошо известная советским исследователям Днепровско-Донецкая впадина. Она представляет собой одно из звеньев протяженного Сарматско-Туранского линеамента, на существование которого указали Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий и А. М. Синичка в своей очень интересной работе (1971). Этот линеамент протяженностью в 4000 км объединяет Брестский, Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы, структуру Большого Донбасса, кряж Карпинского, Манычский грабен и Мангышлак (рис. 5). По существу мы имеем дело с системой рифтов, заложение которых происходило (при движении с запада на восток) начиная с позднего рифея, в девоне, позднем палеозое и триасе и было связано с растяжением земной коры, подъемом вещества верхней мантии и формированием мощного осадочного слоя (до 10 км) в образующихся впадинах. Разрез земной коры под рифтом имеет двояковогнутую форму (рис. 6). Мощность земной коры под рифтами сокращается до 35–40 км по сравнению с мощностью в 50–55 км под сопряженными частями Воронежской антеклизы и Украинского массива. В строении осадочного чехла участвуют эффузивные породы преимущественно основного состава. Их возраст меняется в соответствии с временем заложения рифтов от вендского до девонского и пермо-триасового.

Вся Сарматско-Туранская система рифтов не является строго линейной. Различные ее элементы ориентированы разным образом и подчас несколько смещены один в отношении другого, как можно предполагать, поперечно ориентированными нарушениями. Рифты отличаются повышенным значением теплового потока. Под их дном отмечается разуплотнение мантийного вещества, что приводит к уменьшению скорости сейсмических волн.

Характерно, что процессы рифтообразования, сформировавшие глубокие авлакогены платформ, затем сменились на ряде участков системы или формированием более обширных синеклиз, или образованием складчатых сооружений миогеосинклинального облика (Большой Данбасс, кряж Карпинского, Мангышлак). Последний процесс был, несомненно, связан с тем, что в определенную эпоху растяжение коры сменилось ее сжатием и увеличением мощности.



поверхности (IV – Донбасс), *9* – под чехлом мезозоя и кайнозоя (V – кряж Карпинского); *10, 11* – позднего палеозоя (?) – пермо-триаса (VII – Мангышлакский миогеосинклинальный прогиб): *10* – на поверхности, *11* – под чехлом мезозоя и кайнозоя; *12* – эффузивы; *13* – контуры выходов фундамента молодых платформ на поверхность; *14* – основные разломы; *15* – поперечные разломы; *16* – линии разрезов (см. рис. 6)

1/416 694

Другим примером древней рифтовой системы может служить центральная часть Московской синеклизы, выделенная В. Н. Гордасниковым и В. Н. Троицким (1966) в качестве Средне-Русского авлакогена. Геолого-геофизическое изучение этой структурной зоны, вытянутой более чем на 1100 км при ширине в среднем 20–50 км (по фундаменту), показало, что она состоит из целой серии локальных грабенов, смещенных друг относительно друга поперечными нарушениями. Грабены образованы ступенчато погружающимися к оси скошенными и параллельно ориентированными блоками фундамента. Поверхности раздела наклонены под углами от первых градусов до 45°. На этом фоне имеются отдельные приподнятые пластины горстовидной формы. Амплитуда сбросов достигает 4 км.

Грабены сложены мощной (до 2–3 км) толщей рифейских и вендских отложений, перекрытых чехлом палеозоя и мезозоя. Общая мощность разреза составляет 4–5 км. В вендском комплексе отмечаются проявления основного магматизма, выраженного траппами, а также вулканогенными породами (туфоалевролиты, пепловые туфы).

Для грабенов Средне-Русского авлакогена также отмечается некоторое уменьшение мощности земной коры и подъем поверхности Мохоровичича относительно окружающих районов платформы на 3–5 км. Разрез земной коры, как и в современных континентальных рифтах, имеет двояковогнутую форму.

Средне-Русский авлакоген отмечается на земной поверхности характерными региональными гравитационными аномалиями. К осевой зоне западных частей авлакогена приурочен минимум силы тяжести в редукции Буге, ограниченный по краям гравитационными максимумами. Восточная часть авлакогена характеризуется положительным полем силы тяжести. Гравитационные аномалии имеют линейно-вытянутый контур и расположены симметрично относительно оси прогиба. Вместе с этим наблюдается и смещение контуров аномалии в поперечном направлении с

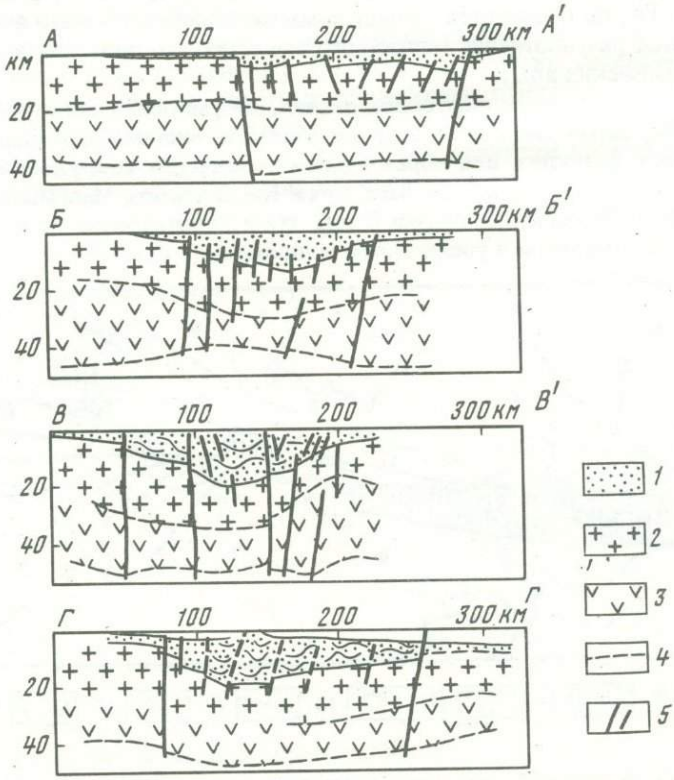


Рис. 6. Разрезы земной коры в пределах Сарматско-Туранского линеамента (Айзберг и др., 1971)

1 – осадочный слой; *2* – "гранитный" слой; *3* – "базальтовый" слой; *4* – сейсмические границы; *5* – разломы; *А–А', Б–Б', В–В'* и *Г–Г'* – линии разрезов (см. рис. 5)

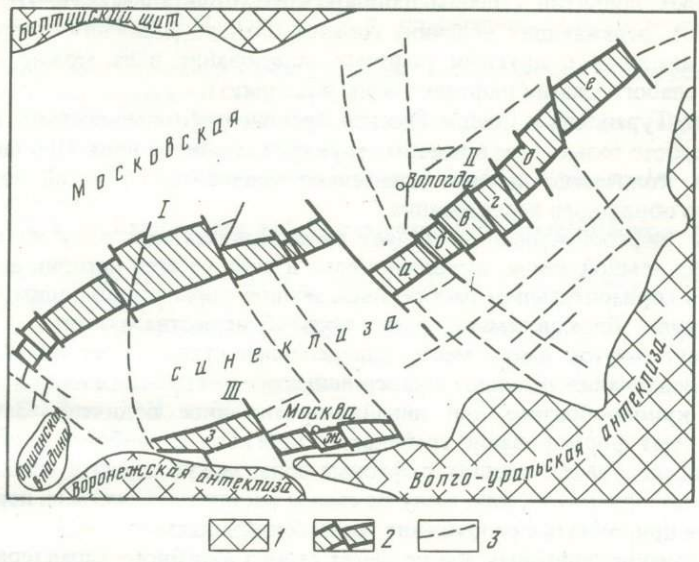


Рис. 7. Среднерусская система рифтов. Составили Б. А. Соколов и Н. А. Страхова

1 – приподнятые элементы фундамента; *2* – рифты и трансформные разломы: *I* – западный (Валдайский) рифт, *II* – восточный (Солигаличский) рифт и его элементы (*а* – Даниловский, *б* – Любимский, *в* – Дьяконовский, *г* – Солигаличский, *д* – Рослятинский, *е* – Бобровский), *III* – юго-западный (Московский) рифт и его элементы (*ж* – Московский, *з* – Гжатский); *3* – прочие разломы

амплитудой перемещения на 10–30 км и более, что отражает смещение грабенов по поперечным разломам. Системы поперечных (трансформных) разломов северо-западного простирания четко прослеживаются как в наблюденном, так и в трансформированном гравитационном поле.

В магнитном поле Средне-Русский авлакоген проявляется слабо отрицательным полем. Основные источники магнитных масс в осевых частях грабена расположены на глубинах от 6–8 до 10–12 км и характеризуют положение некоторого горизонта внутри фундамента, который условно сопоставляется с кровлей базальтового слоя.

По сейсмическим данным "гранитный" слой характеризуется граничными скоростями в 5,6–5,7 км/сек, а "базальтовый" – в 6,1–6,2 км/сек. Средне-Русский авлакоген в осевой своей части имеет и повышенные значения теплового потока (Тепловой режим..., 1970; Голионко и др., 1973).

Приведенные данные позволяют рассматривать систему грабенов, составляющих Средне-Русский авлакоген, как единую рифтовую систему, состоящую из нескольких звеньев, смещенных один по отношению к другому поперечными разломами (рис. 7). Восточный Солигаличский рифт протягивается от Рыбинска до Котласа и, в свою очередь, состоит из отдельных блоков – Данилов-Любимского, Дьяконовского, Солигаличского, Рослятинского и Бобровского, каждый из которых имеет свою индивидуальную ширину. Западный рифт отвечает Валдайскому прогибу. Валдайский и Солигаличский рифты, на что впервые обратил внимание В. Г. Петров (1972), непосредственно между собой не сочленяются. Они упираются в крупный Рыбинский трансформный разлом.

Юго-западный Московский рифт отвечает Московскому и Гжатскому грабенам, по В. Г. Петрову. Можно предполагать, что Московская ветвь Средне-Русской рифтовой системы является более древней по сравнению с Валдайской. Вначале более активно развивался юго-западный (Московский) рифт, а затем – Валдайский. Это заключение можно сделать на основании наличия более полного и мощного разреза отложений нижнего рифея, вскрытого Павлово-Посадской скважиной (Постникова, Кирсанов, 1970).

Солигаличский рифт в отличие от более западных по верхним горизонтам осадочной толщи выражен пологим валом, состоящим из нескольких кулисообразно

расположенных поднятий (Любим-Даниловского, Солигаличского, Рослятинского, Бобровского), отражающих величину горизонтального смещения отдельных частей рифта. По аналогии с другими рифтами образование вала можно связывать с процессами слабого сжатия рифтовой зоны в целом.

Сарматско-Туранская и Средне-Русская древние рифтовые системы приведены в настоящей работе только как примеры структур подобного рода. При внимательном изучении их количество можно значительно увеличить, но такой поиск требует специального обширного исследования.

Процессы рифтообразования следует рассматривать как одну из характерных черт развития земной коры, имевшей место в течение всей истории ее жизни. Они обусловлены горизонтальным растяжением земной коры, приводящим к вертикальным опусканиям блоков земной коры и подъему вещества мантии.

В развитии рифтов имеет место определенная стадийность. На первой стадии вследствие подтекания разуплотненного вещества из глубоких недр в земной коре образуется куполообразное или линейно-протяженное поднятие. Затем за счет растяжения идет формирование грабеновых прогибов в наиболее приподнятых их частях. На последующих стадиях рифтовые зоны могут служить осевыми частями более крупных опусканий, или, в случае смены растяжения сжатием, перерождаются в складчатые приподнятые сооружения миогеосинклинального типа.

Распространение рифтовых зон не имеет строго линейного характера. Отдельные их элементы взаимно смещаются в поперечном направлении по трансформным разломам.

Изучение современных и древних рифтовых систем в океане и на континентах позволит получить ясные представления о строении и геологической истории этих важных планетарных структур, а также о нефтегазоносности многокилометровых осадочных пород, заполняющих отдельные рифтовые впадины.

ЛИТЕРАТУРА

Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры. – В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука", 1971.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин. – Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 4.

Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.

Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунов Л. Н., Коган Л. И. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 10.

Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Пантелеев В. Л. Результаты гравиметричных определений в X рейсе НИС "Академик Курчатов" (1971 г.) – В сб. "Морские гравиметрические исследования", вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1974.

Гайнанов А. Г., Мелихов В. Р., Полякова Л. П. Гравиметрические исследования строения дна Северной Атлантики в VI рейсе НИС "Академик Курчатов". – Вестн. МГУ, геол., 1972, № 5.

Голионко Г. Б., Ефимкин Н. С., Зиньковский В. Е., Крестин Е. М. Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ). – Геотектоника, 1973, № 2.

Гордасников В. Н., Троицкий В. Н. Средне-Русский авлакоген – стержневая структура Московской синеклизы. – Сов. геология, 1966, № 12.

Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1, 2. М., "Наука", 1972.

Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. – Вестн. МГУ, геол., 1970, № 2.

Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов. – Вестн. МГУ, геол., 1972, № 4.

Орленок В. В., Гайнанов А. Г. Геофизические исследования структуры земной коры Лабрадорского моря. – Вестн. МГУ, геол., 1967, № 5.

Петров В. Г. О структурных соотношениях рифейских прогибов в центральных областях Восточно-Европейской платформы. – Бюлл. МОИП, геол., 1972, № 2.

Постникова И. Е., Кирсанов В. В. Разрез верхнего докембрия Московского грабена. – Бюлл. МОИП, геол., 1970, № 3.

Рябухин Г. Е., Рябухин А. Г. О происхождении впадины озера Байкал и тектонике западного Забайкалья.– В сб. "Тектоника Забайкалья". Материалы к X сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Улан-Удэ, 1973.

Система рифтов Земли. М., "Мир", 1970.

Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В., Серегин А. М. Нефтегазоносность морей и океанов. М., "Недра", 1973.

Тепловой режим недр СССР. М., "Наука", 1970.
Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон. – Вестн. МГУ, геол., 1972, № 3.
Хаин В. Е. Норгидо-Нигерийский позднедокембрийский подвижный пояс и условия заложения западного Тетиса. – Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6.
Francis T.J. J. Upper mantle structure along the axis of the Mid–Atlantic ridge near Jutland. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1969, 17.
Kutek J., Glazek Y. The Holy Eross area, Central Poland, in Alpine cycle.– Acta geol.polon., 1972, v. 22, N 4.
Laughton A.S. South Labrador Sea and the evolution of the North Atlantic.– Nature,1971,v.232 N 5313.
Sykes L. R. Mechanism of earth quakes and nature of faulting on the mid–oceanic ridges. – J. Geophys. Res., 1967, v. 72.
Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the mid–ocean ridges. – J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 2,
Talwari M., Windisch C.C., Langseth M.G. Reyxjanes crust: a dentailes geophysical study.– J. Geophys. Res., 1971, v. 76.

В. Г. ГЛАДКОВ

РОЛЬ ВОЛНОВЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮЖНО-СИБИРСКОЙ КРАЕВОЙ СИСТЕМЫ

Проблема соотношений складчатых поясов и платформ все более привлекает внимание исследователей. Это объясняется тем, что в таких участках земной коры наиболее контрастно проявлены тектонические движения, магматизм, метаморфизм, рудные образования, и, следовательно, их изучение наряду с прикладной стороной представляет определенный теоретический интерес. В обширной литературе обстоятельно освещены и систематизированы структурные формы краевых систем платформ и геосинклинальных подвижных поясов, намечены основные типы структурных связей между ними, выяснена общая тенденция влияния тектонических движений в пределах геосинклиналей на краевые прогибы платформ (Шатский, 1947; Павловский, 1959; Пущаровский, 1959; Зоненшайн и др., 1966; Додин, Маньковский, 1968; Утробин, 1968; Межвилк, 1968; Замараев, 1968; Хаин, 1973). По-видимому, следующим этапом должны быть выяснение закономерностей пространственного распределения и анализ кинематики формирования структурных форм в зоне сочленения платформ и геосинклинальных областей. В связи с этим упомянутая проблема приобретает более широкий объем и включает изучение влияния, с одной стороны, краевой части платформы на геологические структуры примыкающих участков геосинклинальной системы и, с другой – тектонических движений в геосинклинали на геологические структуры платформ. Подобный подход является системным и в качестве объекта исследования предусматривает изучение краевых систем, охватывающих смежные части платформ и складчатых областей.

В пределах Южно-Сибирской геосинклинально-платформенной краевой системы выделяются южная часть Сибирской платформы и обрамляющие ее с юга складчатые сооружения рифейского, раннекаледонского и герцинского возраста (рис. 1).

Анализируя пространственное распределение и ориентировку структурных форм Саяно-Байкальской складчатой области, следует подчеркнуть согласное положение их относительно контура краевого шва. Подобную конфигурацию имеет и северная граница эвгеосинклинального прогиба байкалид. В краевой части Сибирской платформы структурные формы байкалид также ориентируются в общем согласно простиранию краевого шва или контуров блоков ранней стабилизации.

Разрывные нарушения позднедокембрийского возраста в Байкальской горной стране имеют дугообразную форму (Байкало-Муйский офиолитовый пояс) и разнообразную ориентировку от субмеридиональной до субширотной. По Байкальскому краевому шву установлены левосдвиговые смещения (Хренов, 1972; Наумов, 1972). В Восточном Саяне отмечается сложный рисунок разрывных нарушений, сопряженных под острым углом с Саянским краевым швом, имеющим также левосдвиговые смещения (Берзин, 1967).

В пределах краевой части Сибирской платформы известны разрывные нарушения, поперечные к краевому шву, а также субмеридиональные, расположенные в средней части входящего угла, и др. (Замараев, 1967; Хренов, 1972).

Рассмотренные особенности позднекембрийской структуры Южно-Сибирской краевой системы могут быть объяснены влиянием тектонических движений, генерированных эвгеосинклинальным Байкальским прогибом. Характер передачи тектонических напряжений, по-видимому, может быть предположен волнообразный, пульсирующий, что соответствует общей тенденции стадийного развития геосинклинальных подвижных поясов (Хаин, 1973).

Ранее мы (Гладков и др., 1972) для выяснения тектонического поля напряжений в Байкало-Саянской складчатой области в позднедокембрийский период исходили из предположения о перемещении Сибирской платформы к югу. В соответствии с этим моделирование производилось на оптически активном материале водно-глицериново-желатинового состава. Учитывая значительное воздействие на зону сочленения со стороны геосинклинальной области, мы предлагаем новый метод моделирования в жидких средах, в основу которого положен принцип волнового распределения (передачи) тектонических напряжений. Этот метод моделирования дополняет предыдущий и является в определенной мере динамическим. Суть метода заключается в следующем.

Вырезанный в масштабе из жесткого материала контур (модель) южной части Сибирской платформы помещается в плоскую ванну с водой и в местах предполагаемых зон генерации тектонических движений (эвгеосинклинальный прогиб) возбуждаются датчиками (волнопродуктором) волны. Возникающая картина распределения прямых, отраженных и резонансных волн позволяет сравнить их с траекториями главных нормальных и касательных напряжений, а также с рисунком разрывных и складчатых нарушений.

Известно, что экспериментальный метод в геологии "не может дать бесспорного решения задач" и им нельзя "безусловно доказать то или иное теоретическое представление" (Лучицкий, 1971, стр. 279), но этот метод опирается на аналогии и имеет в геологии "то же *познавательное значение*, что и метод актуализма (там же, стр. 278; курсив мой. – *В. Г.*). Поэтому, несмотря на ряд недостатков, этот метод позволяет по-иному взглянуть на упомянутую выше проблему взаимоотношения складчатых и платформенных областей.

С результатами моделирования хорошо согласуются дугообразные складчатые и разрывные нарушения во входящем углу контура (Байкальская горная область) – Чуйский, Тонодский, Нечерский антиклинорные поднятия, Байкало-Муйский глубинный разлом и др. Как и в предыдущем опыте (Гладков и др., 1972), четко фиксируется отраженными волнами и осевой частью прогнутой прямой волны биссекторная зона (Арсентьев, 1966 г.), к которой приурочены Бодайбинский синклинорный прогиб дугообразной формы, Муйские жесткие массивы архейского возраста, крупные гранитные батолиты и др. (Клитин и др., 1970). Получают возможную генетическую интерпретацию различные типы разрывных нарушений. Ориентировка структурных форм вблизи Байкальского краевого шва свидетельствует о левостороннем сдвиге по нему; разрывные нарушения западной части входящего угла относятся к левосторонним, а восточной части – к правосторонним сдвигам; радиальная система трещин ориентирована поперечно к распространению прямой волны (дугообразным структурам) и может быть отнесена к отрывно-сдвиговому типу (отрывное заложение с последующим близкосинхронным сдвиговым перемещением в связи с поступательным движением волны).

По периферии выступающего угла платформы прямая и отраженная волны имеют

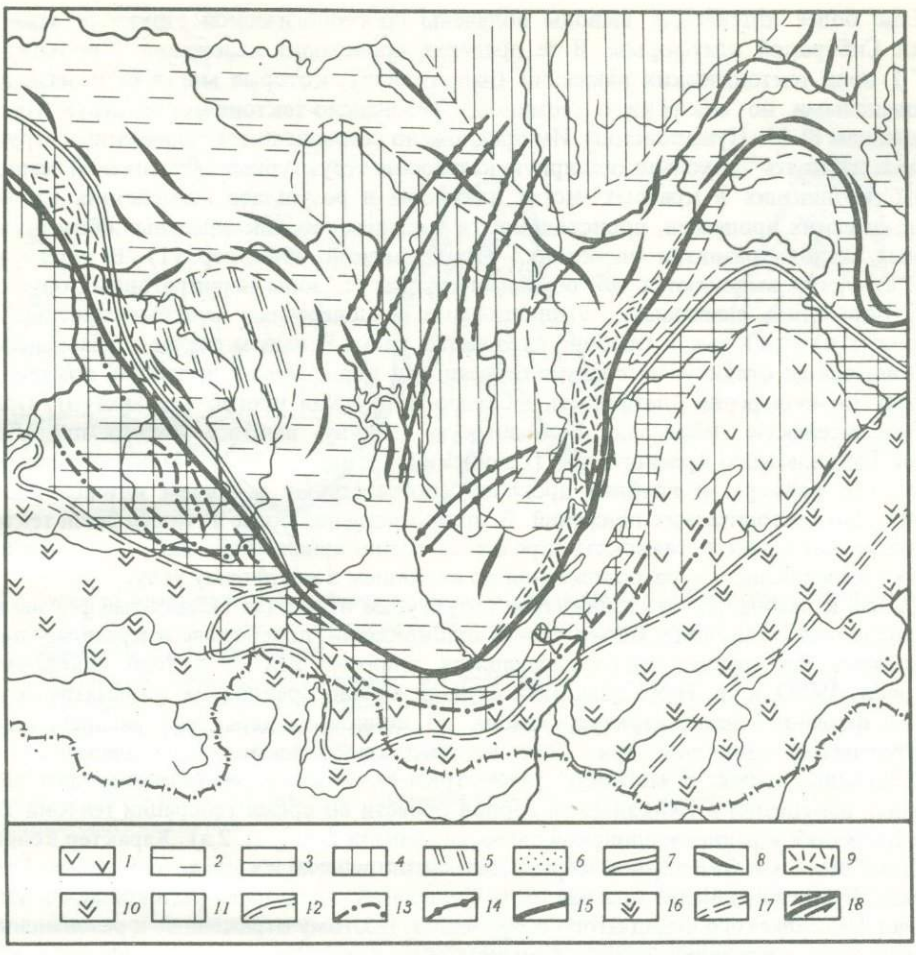


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов южной части Сибирской платформы и складчатого обрамления в позднем докембрии и нижнем палеозое. Составлена по материалам С. М. Замараева (1967), А. Л. Додина и В. К. Маньковского (1968)

1 – эвгеосинклинальный прогиб байкалид; *2* – миогеосинклинальный прогиб байкалид; *3* – внутригеосинклинальные барьерные и другие поднятия (орогенная область дорифейской консолидации); *4* – блоки ранней стабилизации; *5* – блоки ранней стабилизации, частично переработанные байкальским тектогенезом и перекрытые образованиями внешнего пояса байкалид; *6* – Бодайбинский внутренний прогиб в области поднятий; *7* – граница эв- и миогеосинклиналей байкалид; *8* – простирание основных структурных элементов внешнего пояса байкалид; *9* – краевые вулканические пояса; *10* – эвгеосинклинальный прогиб каледонид, наложенный на эпигеосинклиналь байкалид; *11* – миогеосинклинальный прогиб каледонид; *12* – граница эв- и миогеосинклинали каледонид; *13* – простирание складчатых структур и синскладчатых интрузий в Саяно-Байкальской складчатой области; *14* – простирание прогибов, антиклиналей, валов, зон дислокаций в краевой части платформы; *15* – краевой шов Сибирской платформы; *16* – пояс герцинид; *17* – северная граница распространения герцинид; *18* – вероятные направления сдвиговых смещений по краевому шву в докембрии

облекающую форму, с чем согласуются простирания складчатых структур метаморфических толщ.

В пределах Восточного Саяна, судя по ориентировке складчатых структур, зона эвгеосинклинальной генерации тектонических движений была ориентирована под углом к Саянскому краевому шву. В этом случае по сопряженным под острым углом разрывным нарушениям должны происходить левосдвиговые смещения. Предполагаемая картина распределения (передачи) тектонических напряжений не противоречит принципиальной схеме соотношений сдвигов и взбросов (или надвигов) в юго-западной части Присаянского прогиба (Берзин, 1967, стр. 48, рис. 13).

Еще более интересные выводы получены по геологической структуре южной части Сибирской платформы. В ее пределах происходит наложение ("прохождение") волн тектонических движений (напряжений), которые могут быть названы резонансными по аналогии с термином "резонансно-тектонические структуры", введенным Ю. М. Пущаровским. Им предложено резонансно-тектоническими структурами называть "довольно обширную категорию структурных образований земной коры, возникших в краевых частях платформ в результате воздействия на них тектонических процессов, происходящих в смежных геосинклинальных областях на разных стадиях развития последних" (Пущаровский, 1969, стр. 11). В категории этих структур выделяются три основные группы: а) зоны перикратонных опусканий, окраинные синеклизы; б) продольные и поперечные краевые прогибы и системы; в) глыбовые и глыбово-складчатые зоны. В нашем случае к резонансно-тектоническим структурам следует отнести ряд дорифейских прогибов, локализованных по периферии платформы, – Северо-Патомский прогиб (авлакоген), Присаяно-Енисейскую депрессию, Вельминскую впадину, цепочку мелких прогибов вдоль Байкальского краевого шва (Савинский, Туголесов, 1971). Можно предположить, что размеры и глубина прогибов соответствуют в общем интенсивности резонансно-тектонических движений. В этом отношении более активны были тектонические движения в саянском отрезке эвгеосинклинали байкалид и в северной части эвгеосинклинали, расположенной во входящем в платформу углу.

Далее, к резонансно-тектоническим структурам относятся складчатые формы во внешнем поясе байкалид, блоки ранней стабилизации, поперечные к краевому шву разрывные нарушения, прослеживающиеся широтно далеко в тело платформы (Егоров, 1971) и др. И во всех этих случаях можно предложить кинематическую схему формирования структур, исходя из волнового характера распределения тектонических движений (рис. 2) в позднедокембрийское, раннекаледонское и последующее время. В частности, рассмотрим возможные генетические типы разрывных нарушений в Байкальской горной области во время генерации тектонических движений в раннекаледонской эвгеосинклинали (см. рис. 2,а). Характер консолидации этого участка земной коры существенно изменился после замыкания Байкальской геосинклинали: краевая часть Сибирской платформы расширилась к югу за счет Байкальского складчатого сооружения. Поэтому отраженные и резонансные волны будут иметь иной рисунок (см. рис. 2,б).

На схеме разломов юга Восточной Сибири, составленной П. М. Хреновым (1972, стр. 80), выделяются северо-восточные разломы и северо-западные скрытые зоны разрывных нарушений. По отношению к раннекаледонской эвгеосинклинали они имеют соответственно параллельное и поперечное расположение. При моделировании волнового распределения тектонических движений северо-западные разломы формировались в условиях продольного сжатия (и растяжения) и относились к взбросам, надвигам (сбросам и раздвигам); северо-западные поперечные разломы фиксировали отрывно-сдвиговые смещения.

Приведенные выше примеры моделирования волнового характера передачи тектонических движений (и напряжений) позволяют привлечь общие положения физики волн в жидкостях для определения некоторых параметров волнового процесса и закономерностей интерференционной картины.

В мелководном бассейне со стеклянным дном можно получить математически чистые синусоидальные волны. Уравнение синусоидальной волны, подчиняющейся закону гармонического колебания (Хайкин, 1971), записывается в следующем виде:

$$x = A \sin \left(\frac{2\pi t}{T} + \varphi\right) = A \sin (\omega t + \varphi),$$

где: x – смещение точки от положения равновесия, A – амплитуда, φ – начальная фаза, T – период, $\omega = \frac{2\pi}{T}$ – угловая частота.

Путем дифференцирования этого выражения можно получить основные характеристики волнового движения частицы воды (скорость, ускорение), а также можно вычислить силу, действующую на частицу, и энергию частицы. Для более полного

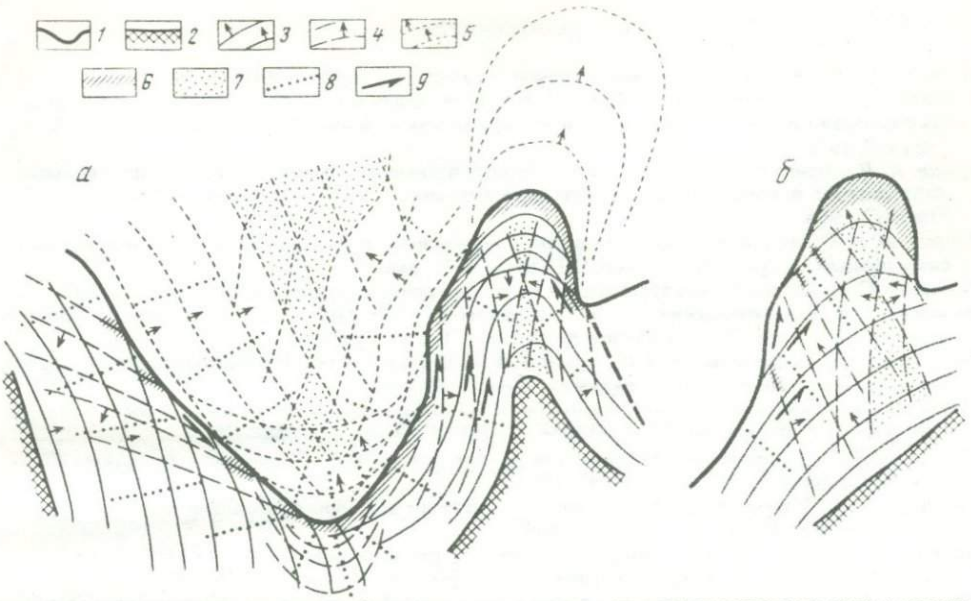


Рис. 2. Схема распределения и интерференции прямых, отраженных и резонансных волн в модели

а – модель генерации тектонических движений в раннекаледонской эвгеосинклинали, *б* – то же, после замыкания эвгеосинклинали

1 – южный контур Сибирской платформы; *2* – волнопродукторы (участки генерации тектонических движений в эвгеосинклинальных прогибах); *3* – фронт и направление перемещения прямой волны; *4* – то же, отраженной волны; *5* – то же, резонансной волны; *6* – зоны наиболее интенсивного взаимодействия прямой и отраженной волн; *7* – область наложения и погашения (область преимущественного распространения глыбовых и срединных массивов); *8* – направления отрывных и отрывно-сдвиговых смещений волн; *9* – участки преимущественного лево- и правосдвигового смещения

описания данного процесса можно воспользоваться уравнениями Эйлера для идеальной жидкости (Шуляк, 1971), которые при наложении соответствующих граничных условий позволят определить необходимые волновые характеристики с учетом индивидуальных свойств жидкости. Природные волновые процессы, несомненно, сложнее тех, которые происходят в моделях. Ю.М. Пущаровский отмечал, что, поскольку резонансные структуры "индуцированы тектоническими процессами, происходившими в смежной геосинклинальной области, следует сделать вывод, что тектонические импульсы, вызывающие значительное по масштабу структурообразование, могут передаваться по горизонтали и притом на большие расстояния. Это заставляет связывать тектогенез на периферии геосинклинальных областей с перемещением глубинных масс тектоносферы в латеральном направлении, поскольку одним изменением поля напряжения, взятым самим по себе, без учета движения вещества, не представляется возможным объяснить историко-геологические особенности резонансных структур" (Пущаровский, 1969, стр. 9).

Это замечание следует расширить. По-видимому, приведенные выше примеры закономерного распределения структур в краевой системе обусловлены волнообразным перемещением подкорового материала от эвгеосинклинального прогиба к периферии. Причем возникновение волн наряду с механическим имеет и вещественно-структурное проявление: участки поднятий сопровождаются гранитообразованием, метаморфизмом пород и т.д., а участки прогибов – вулканизмом и т.д., верхние части литосферы испытывают блоковые движения.

В заключение отметим, что представление о краевых системах, зонах генерации тектонических движений (напряжений), резонансно-тектонических структурах в сочетании с предложенным новым методом моделирования полей напряжений позволит прогнозировать пространственное распределение структурных форм в краевых частях древних и молодых платформ и срединных массивов, а также связанных с ними магматических и рудных образований.

Автор выражает признательность В. И. Мельниковой за ряд советов при подготовке рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., "Наука", 1967.

Гладков В. Г., Никитин В. П., Хренов П. М. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления. – В кн. "Тектоника Сибири", т. V. М., "Наука", 1972.

Додин А. Л., Маньковский В. К. Структурные взаимоотношения Сибирской платформы с байкальским и каледонским подвижными поясами. – В сб. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Егоров Ю. И. О блоковой структуре Северо-Байкальского вулканического пояса по геофизическим данным. – Труды Вост.-СибНИИГГИМС, 1971, вып. 9.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.

Замараев С. М. О соотношении древних платформ и складчатых систем на примере Сибирской платформы. – В кн. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. – Геотектоника, 1966, № 5.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. – Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 219.

Лучицкий И. В. О значении эксперимента в геологии. –В сб. "Проблемы теоретической и региональной геологии". М., "Наука", 1971.

Межвилк А. А. Взаимоотношение Сибирской платформы с орогеническими поясами. – В кн. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Наумов В. А. Новые данные о докембрийских сдвигах по краевому шву Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1972, т. 260, № 1.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий – платформенные структуры первого порядка. – Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.– Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.

Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры.– Геотектоника, 1969, № 1.

Савинский К. А., Туголесов Д. А. Строение современной поверхности дорифейского фундамента Сибирской платформы.– В сб. "Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей". Иркутск, 1971.

Утробин В. Н. О структурных связях геосинклинальных и платформенных областей на примере сочленения Карпат и Восточно-Европейской платформы.– В кн. "Орогенические пояса". М., "Наука", 1968.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.

Хайкин С. Э. Физические основы механики. М., "Наука", 1971.

Хренов П. М. О некоторых вопросах генезиса главнейших систем разрывов юго-восточной Сибири.– В кн. "Тектоника Сибири", т. V. М., "Наука", 1972.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.– Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.

Шуляк Б. А. Физика волн на поверхности жидких и сыпучих сред. М., "Наука", 1971.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ

ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

А. С. Филько, П. Ч. Шобогоров, В. А. Лбов. Основные итоги и задачи геологоразведочной службы Бурятской АССР . . . 7

Г. В. Андреев, В. В. Золотухин, Ц. О. Очиров. Состояние и перспективы развития наук о Земле в Бурятской АССР . . . 12

И. В. Лучицкий. Основные проблемы тектоники Забайкалья . . . 17

В. П. Арсентьев, П. М. Хренов. Особенности стиля тектонической эволюции Саяно-Байкальского горно-складчатого пояса (в пределах Бурятской АССР) . . . 24

Ц. О. Очиров. О структурном положении Забайкалья в Срединно-Азиатском трансконтинентальном подвижном поясе . . . 29

Е. Н. Алтухов. О природе мозаичности структурного плана Забайкалья . . . 35

Ц. О. Очиров, К. Б. Булнаев, В. И. Турунхаев, Ц. Ц. Цырендоржиев. Континентальные структуры мезозоя Забайкалья . . . 40

С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов, Е. П. Васильев, А. И. Сезько. Некоторые закономерности развития структуры земной коры юга Восточной Сибири в докембрии и нижнем палеозое . . . 48

В. В. Балханов. Основные черты эволюции тектоно-магматических этапов Северного Прибайкалья . . . 53

С. А. Гурулев. Тектоническое строение и развитие северной части Байкальской горной области в позднем докембрии и раннем палеозое . . . 62

Б. А. Далматов, М. М. Язмир. Влияние докембрийской Северо-Муйской глыбы на осадконакопление в раннем и среднем кембрии . . . 68

М. М. Язмир. К выделению подзон в Джидинской раннепалеозойской структурно-формационной зоне . . . 72

В. И. Сизых. Тектонические структуры Хилокской структурно-формационной зоны (Западное Забайкалье) . . . 77

И. В. Гордиенко. Средне- и верхнепалеозойский внегеосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области . . . 82

В. А. Дворкин-Самарский. Роль гранитоидов в восстановлении палеотектонической обстановки (на примере Забайкалья) . . . 90

В. Г. Гладков, В. А. Наумов, В. И. Сизых. Принципы систематики и изучения глубинных разломов южного обрамления Сибирской платформы . . . 93

А. А. Бухаров. Магматизм краевых швов Сибирской платформы в среднем протерозое . . . 99

Ц. О. Очиров, С. И. Шерман, В. Ф. Ерхов. Разломная тектоника Саяно-Байкальской горной области и некоторые проблемы ее изучения . . . 107

М. П. Лобанов, И. А. Охотников. Структурно-формационные комплексы глубинных разломов и зон смятия (Байкальская горная область) . . . 112

Ц. Ц. Цырендоржиев. Глубинные разломы Забайкалья и их отражение в геофизических полях . . . 123

Ю. И. Егоров. Разрывная тектоника Байкало-Патомского нагорья в свете геолого-геофизических данных . . . 130

П. Ч. Шобогоров, А. С. Филько, В. В. Левицкий. Тектоника и металлогения Бурятской АССР . . . 136

Е. Е. Батурина. Глубинные разломы – главные рудоконтролирующие структуры Западно-Забайкальской редкометальной провинции . . . 143

В. В. Левицкий. Саяно-Забайкальская решетчатая система рудных поясов . . . 149

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

А. Л. Яншин. Проблемы постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса 156
Н. С. Зайцев. Геосинклинальные складчатые структуры МНР 159
В. Т. Григоров. Основные черты тектоники Центральной зоны Восточной Монголии как области мезозойской тектоно-магматической активизации 165
Л. М. Парфенов, В. А. Попеко. Докембрийская тектоника Урало-Монгольского пояса и проблема палеоокеанов 170
К. А. Клитин. Проблема "фундамента" Байкальской складчатой области 179
А. Н. Булгатов. Орогенный ярус байкалид и время его формирования 190
А. Л. Додин. Основные черты тектонического строения каледонид юга Сибири . . . 198
В. С. Бочкарев. Внегеосинклинальные впадины обрушения юга Сибири и методологические аспекты их изучения 206
В. И. Громин. Малые структурные формы метаморфических толщ Восточного Забайкалья и Южного Урала 211
К. Б. Мокшанцев. Основные черты строения и развития орогенных областей северо-востока Азии 215
С. И. Шерман. Некоторые физические закономерности формирования сети разломов земной коры 223
П. П. Колмогорова, В. Г. Колмогоров. Современные движения земной коры в южной части Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных областях 229
В. В. Федынский, А. Г. Гайнанов, Б. А. Соколов, Н. А. Страхова. Особенности строения современных и древних рифтовых зон 235
В. Г. Гладков. Роль волновых движений в формировании тектонических структур Южно-Сибирской краевой системы 245

CONTENTS

INTRODUCTION

TECTONICS OF TRANSBAIKAL AND ADJACENT TERRITORIES

A.S.Filko, P.Ch.Shobogorov, V.A.Lbov. The main results and tasks of geological service of Buryat ASSR 7

G.V.Andreev, V.V.Zolotukhin, Ts.O.Ochirov. The state and perspectives of development of the Earth's sciences in Buryat ASSR 12

I.V.Luchitsky. The main problems of tectonics of Transbaikalje. 17

V.P.Arsentyev, P.M.Khrenov. The pecularities of the tectonics evolution's style of Sayan–Baikal mountain folded belt (on territory of Buryat ASSR) 24

Ts.O.Ochirov. On structural position of Transbaikal in the Middle–Asian transcontinental mobile belt 29

E.N.Altukhov. On nature of mosaic structure of Transbaikal 35

Ts. O. Ochirov, K.B. Bulnaev, V.I.Turunkhaev, Ts. Ts. Tsyrendorzhiev. The continental Mesosoic structures of Transbaikal 40

S.M.Zamaraev, A.M.Mazukabzov, E.P.Vasilyev, A.T.Sezko. Some regularites of development of Earth crust's structure of south territory of Eastern Siberia in Pre–Cambrian and Lower Paleozoic 48

V.V.Balkhanov. The main features of evolution of tectonic magmatic stages of North Prebaikal 53

S.A.Gurulev. Tectonic structure and development of North territory of Baikal mountains in Late Pre–Cambrian and Early Paleozoic 62

B.A.Dalmatov, M.M.Yazmir. Influence of Pre–Cambrien North Muja block on sedeimentation in Early and Middle Cambrian 68

M.M.Yazmir. On distinguishing of subzones in Gida Early Paleozoic structural–formation zone 72

V.I.Sizykh. Tectonic structures of Khilok structural–formation zone (Western Transbaikal) 77

I.V.Gordienko. Middle and Upper Paleozoic outgeosyncline magmatism of Sayan–Baikal mountain region 82

V.A.Dvorkin–Samarsky. Role of granitoids in reconstruction of paleotectonic condition (examplified by Transbaikal) 90

V.G.Gladkov, V.A.Naumov, V.I.Sizykh. Principles of systematics and study of deep faults of south part of Siberian platform's frame 93

A.A.Bukharov. Magmatism of boundary sutures of Siberian platform in Middle Proterozoic 99

Ts.O.Ochirov, S.I.Sherman, V.F.Erkhov. Faults of Sayan–Baikal mountain region and some problems of its study 107

M.P.Lobanov, I.A.Okhotnikov. Structural–formation complexes of deep faults and rumple zones (Baikal mountain region) 112

Ts.Ts.Tsyrendorzhiev. The deep faults of Transbaikal and its reflections in geophysical fields 123

Yu.I.Egorov. Faults of Baikal–Patom Upland according to geological–geophysical data 130

P.Ch.Shobogorov, A.S.Filko, V.V.Levitsky. Tectonics and metallogeny of Buryat ASSR 136

E.E.Baturina. The deep faults are the main ore–controling structures of Western Baikalian rare–metall province 143

V.V.Levitsky. Sayan–Transbaikalian poligonal system of ore–belts. 149

GENERAL QUESTIONS OF DEVELOPMENT OF GEOLOGICAL STRUCTURES

A.L.Yanshin. Problems of postgeosyncline tectonic development of Central Asian folded belt 156

N.S. Zaitsev. Geosyncline folded structures of the Mongolian People's Republic 159

V.T. Grigorov. The main features of tectonics of central zone of Eastern Mongolia as region of Mesozoic Tectonic–magmatic stirring up 165

L.M. Parfyonov, V.A.Popeko. Pre–Cambrian tectonics of Ural–Mongolian belt and the problem of paleooceans 170

K.A. Klitin. Problem of "foundation" of Baikalian folded region. 179

A.N.Bulgatov. Orogenic stage of baikalids and time of its formation 190

A.L. Dodin. The main features of tectonics of caledonides of South Siberia . . 198

V.S. Bochkarev. Outgeosyncline collapse depressions of South Siberia and methodological aspects of its study 206

V.I.Gromin. Minor structural forms of metamorphic strata of Eastern Transbaikal and of South Ural 211

K.B. Mokshantsev. The main features of structure and development of orogenic regions of North–Eastern Asia 215

S.I. Sherman Some physical regularities of formation of Earth crust's faults . . 223

P.P.Kolmogorova, B.G.Kolmogorov. Recent Earth crust's movements in south part of Baikalian rift zone and in adjacent regions 229

V.V. Fedynsky, A.G. Gainanov, B.A. Sokolov, N.A.Strakhova. The peculiarities of structure of recent and ancient rift zones 235

V.G. Gladkov. Role of wave movements in formation of tectonic structures of South Siberian boundary system 245

550.8 (571,54)

Основные итоги и задачи геологоразведочной службы Бурятской АССР. *Филько А. С., Шобогоров П. Ч., Лбов В. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

История геологических исследований является одним из наглядных примеров развития народного хозяйства некогда отсталой окраины России, ныне социалистической Бурятии, отметившей в 1973 г. свой полувековой юбилей.

До Октябрьской революции геологические исследования носили в основном маршрутный характер. Усиление геологических работ происходит в годы первых пятилеток в связи с осуществлением программы индустриализации страны. Более интенсивное и планомерное изучение недр республики началось с 1957 г., когда было создано самостоятельное геологическое управление.

За истекшие 15 лет открыты многочисленные месторождения разнообразных полезных ископаемых. В этом заслуга большой армии геологов, геофизиков, гидрогеологов, тематиков, аналитиков, горняков, буровиков, механизаторов управления, а также работников многих научно-исследовательских институтов страны. В коллективе управления выросли национальные кадры квалифицированных специалистов и рабочих.

В свете решений XXIV съезда КПСС перед коллективом управления стоят обширные задачи по дальнейшему наращиванию запасов минерального сырья в республике.

УДК 55 (091); 55–926, 16 (091)

Состояние и перспективы развития наук о Земле в Бурятской АССР. *Андреев Г. В., Золотухин В. В., Очиров Ц. О.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Приводится краткий обзор проведенных ранее геологических исследований территории Бурятской АССР, в частности, освещается вклад ученых отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР в дело изучения геологического строения этого региона. В связи с открытием в 1973 г. Геологического института в составе Бурятского филиала СО АН СССР, знаменующего начало нового этапа развития геологической науки в республике, дается общая оценка достигнутых результатов и на этой базе намечаются перспективы дельнейшего развития актуальных научных исследований по различным отраслям геологического знания.

УДК 551.24 (571.5)

Основные проблемы тектоники Забайкалья. *Лучицкий И. В.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Кратко рассмотрены некоторые вопросы истории изучения тектоники Забайкалья и сформулированы сложившиеся основные направления исследования тектоники региона. В соответствии с достигнутым уровнем изученности Забайкалья и с учетом стоящих перед геологической наукой и практикой задач намечены главные проблемы тектоники Забайкалья: проблемы докембрийской и мезозойской тектоники, включающие исследование юных движений на древнем темени Азии; проблема изучения Байкальской рифтовой системы; исследование глубинной структуры Забайкалья; проблема изучения разломов; разработка и внедрение новых методов исследования тектоники Забайкалья, прежде всего геофизических методов.

УДК 551.242.3 (571.54)

Особенности стиля тектонической эволюции Саяно-Байкальского горно-складчатого пояса (в пределах Бурятской АССР). *Арсентьев В. П., Хренов П. М.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье рассмотрены особенности тектонических форм, образующих пояс, их сочетание и последовательность формирования. Все разнообразие рассмотренных процессов активизации представляется авторами как результат реакции латерально неоднородной коры на физико-химические преобразования, дискретно происходящие в верхней мантии, с непременным учетом влияния на эти процессы космических факторов.

УДК 551. 24 (с.186)

О структурном положении Забайкалья в Срединно-Азиатском трансконтинентальном подвижном поясе. *Очиров Ц. О.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье рассматривается структурное положение Забайкалья в зоне выделяемых автором Срединно-Азиатского трансконтинентального подвижного пояса и одноименной системы глубинных разломов. Подчеркиваются некоторые общие особенности развития подвижных поясов.

Отмечается, что исключительно сложное тектоническое строение Забайкалья, как и других складчато-глыбовых областей пояса, обусловлено и преопределено многократно проявившейся активностью разновозрастных глубинных разломов. Важная роль отводится горизонтальным и вертикальным движениям по разломам в формировании геологической структуры, а также в размещении полезных ископаемых. Библ. 26 назв.

УДК 551.24 (571.5)

О природе мозаичности структурного плана Забайкалья. *Алтухов Е. Н.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Мозаичность структурного плана Забайкалья объясняется с позиций глыбового строения догеосинклинального субстрата. Реликтами структурной основы этого субстрата являются впервые выделяемые в Забайкалье срединные массивы (в понимании А. Л. Яншина). Они свидетельствуют о былом существовании единой структурной системы Северо-Азиатского кратона, распавшейся и в разной степени переработанной в процессе заложения и развития протерозойско-рифейских геосинклиналей. Блоково-мозаичный план протерозойско-рифейских структур Забайкалья предопределил многие особенности фанерозойской тектоники региона. Приводятся аргументы в пользу широкого распространения коры континентального типа ко времени зарождения геосинклинального процесса. Библ. 32 назв.

УДК 551.24

Континентальные структуры мезозоя Забайкалья. *Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Неравномерное развитие домезозойского складчатого фундамента Забайкалья и его гетерогенное строение определили асинхронность тектонического развития региона в мезозойскую эру. На разных этапах мезозойского тектогенеза здесь существовали различные структурно-формационные зоны, которые отличались друг от друга по интенсивности тектонических движений, по типу проявлений эффузивного и интрузивного магматизма. Различия в геотектоническом развитии структурно-формационных зон обусловили неодновременное начало формирования в них континентальных структур. Выделены четыре стадии активизации тектонических движений. Континентальные структуры района тесно связаны с развитием крупных разломов земной коры. Илл. 1. Библ. 30 назв.

УДК 551.243 (571.5)

Некоторые закономерности развития структуры земной коры юга Восточной Сибири в докембрии и нижнем палеозое. *Замараев С. М., Мазукабзов А. М., Васильев Е. П., Сезько А. И.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Особенности расположения крупнейших структур юга Восточной Сибири в сочетании с детальными структурно-тектоническими данными позволили выяснить основные закономерности их развития. В кинематике становления структуры земной коры важную роль играли не только вертикальные, но и горизонтальные движения. Эти движения не были однонаправленными, а характеризовались постоянным чередованием тех или других в строгой последовательности. Такая последовательность связана с переходом вещества глубинных горизонтов земной коры в пластическое состояние в течение геотектонического цикла, а это в свою очередь создает благоприятные условия для проявления горизонтальных движений, порожденных космическими факторами. Библ. 9 назв.

УДК 551.24 (с. 186)

Основные черты эволюции тектоно-магматических этапов Северного Прибайкалья. *Балханов В. В.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

На примере эволюции тектоно-магматических этапов в Северном Прибайкалье послеархейская геологическая история укладывается в три крупные последовательные мегастадии развития земной коры в данном регионе – геосинклинальная, орогенная и континентальная. Каждая из мегастадий имеет свою историю и отличительные черты развития, обусловленные особенностями структур и формаций.

Разрывные нарушения в каждый тектоно-магматический этап, начиная с раннего протерозоя вплоть до четвертичного времени, будучи тесно связанными с коровыми тектоническими

процессами как следствие их, играли важную роль и проявляли исключительную активность в формировании разновозрастных повторноорогенных структур и магматизма земной коры не только в Северном Прибайкалье, но и всей Байкальской горной области. Илл. 5. Табл. 1. Библ. 31 назв.

УДК 551.240

Тектоническое строение и развитие северной части Байкальской горной области в позднем докембрии и раннем палеозое. *Гурулев С. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Рассмотрены возрастные границы порфировой формации и олокитской (мамской) серии северной части горной области. Отложения олокитской серии отнесены к среднему, порфировой формации – к верхнему протерозою. Выделен этап платформенного развития области в верхнем протерозое, во время которого в континентальных условиях изливались эффузивы кислого и среднего состава, а в заключительные стадии происходило внедрение габбро-перидотитовых никеленосных интрузий. В раннем палеозое между Сибирской платформой и Забайкальской геосинклиналью было сформировано геоантиклинальное поднятие. В геосинклинали по формационному типу осадков выделяются эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь. Библ. 28 назв.

УДК 551.24:551:7 (571.54)

Влияние докембрийской Северо-Муйской глыбы на осадконакопление в раннем и среднем кембрии. *Далматов Б. А., Язмир М. М.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Северо-восточный и юго-западный края Северо-Муйской глыбы развивались в раннем и среднем кембрии дифференцированно, что привело к литолого-фациальным различиям бассейнов соответствующих участков. В раннем кембрии глыба, видимо, была наклонена к юго-западу, что вначале определило на юго-западе длительное развитие аккумулятивных форм (главным образом лагунных) берегов, а затем бассейнов лагунного типа. Северо-восточный фланг был приподнят и компенсировался блоковыми погружениями края глыбы. Это привело к более напряженной тектонической истории данного участка. Выводы по кембрию согласуются с заключением Л. И. Салопа о существовании Килянской и Янгудо-Мамаканской "зон" как структурно-фациальных подразделений. Однако ранг этих подразделений представляется завышенным, так как они являются составной частью более обширной Бирамьино-Янгудской зоны. Табл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.73:551.24 (571.54)

К выделению подзон в Джидинской раннепалеозойской структурно-формационной зоне. *Язмир М. М.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Существующие литологические и структурные различия вулканогенно-осадочных и осадочных толщ нижнего палеозоя Джидинской зоны определяются не их разновозрастностью, а тактоническим положением. Каждая из четырех выделяемых подзон имеет четкую формационную и структурную характеристику. Их обособление произошло в результате развития продольных и поперечных разломов. Это обстоятельство обусловило резкую асимметрию зоны в поперечном и продольном направлениях Табл. 1. Библ. 11 назв.

УДК 551.24 (571.54+571.55)

Тектонические структуры Хилокской структурно-формационной зоны (Западное Забайкалье). *Сизых В. И.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В современном строении Хилокской зоны отчетливо выражены тектонические структуры мезозойской орогенной активизации, особенно второй ее стадии. Основные из них наследовали тектонические особенности более древних структур. К ним относятся разрывные нарушения, впадины и сводовые поднятия. Библ. 16 назв.

УДК 551.24+552.3

Средне- и верхнепалеозойский внегеосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области. *Гордиенко И. В.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Среди байкальских и раннекаледонских структур Восточного Саяна, Восточной Тувы, Северной Монголии и Западного Забайкалья установлено широкое распространение средне- и верхнепалеозойских вулканических и плутонических формаций, которые образуют протяжен-

ный Саяно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс внегеосинклинального типа. В формировании пояса выделено две стадии (главная и завершающая). В главную стадию образовались преимущественно щелочно-гранитоидные вулканические и плутонические комплексы пород, в завершающую – щелочно-базальтоидные. Установлена латеральная изменчивость внутреннего строения и состава вулкано-плутонических формаций и общая щелочная направленность в развитии магматизма. Илл. 1. Табл. 1. Библ. 41 назв.

УДК 552.30-551.243 (571.53)

Роль гранитоидов в восстановлении палеотектонической обстановки (на примере Забайкалья). *Дворкин-Самарский В. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье рассматривается вопрос об использовании гранитоидов для восстановления палеотектонической обстановки. На основании приведенных примеров делаются выводы о том, что по размерам и составу массивов гранитоидов можно судить об интенсивности складчатости, что в следующую эпоху после становления крупных батолитов вокруг них формируются терригенные толщи, а во внешних зонах складчатости в это время по зонам разломов внедряются щелочные и субщелочные интрузии гранитоидов. Илл 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.243

Принципы систематики и изучения глубинных разломов южного обрамления Сибирской платформы. *Гладков В. Г., Наумов В. А., Сизых В. И.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Глубинные разломы рассматриваются как геологические тела, характеризующиеся определенными границами и веществом слагающих их образований. На основе системного подхода выделены элементы глубинных разломов и описан комплекс структурных форм, сопровождающий образование разлома – структурный парагенез. Приведено описание Байкальского краевого шва и фрагмента Монголо-Охотского глубинного разлома. Илл. 2. Библ. 32 назв.

УДК 551.2:551.72 (571)

Магматизм краевых швов Сибирской платформы в среднем протерозое. *Бухаров А. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В среднем протерозое в зоне краевых глубинных разломов, обрамляющих Сибирскую платформу, образовался Восточно-Сибирский вулкано-плутонический пояс, состоящий из нескольких ветвей Енисейской, Прибайкальской, Присаянской, Патомской, Учуро-Майской. Формирование магматических очагов среднепротерозойских вулкано-плутонических поясов в условиях мощной консолидированной сиалической коры обусловило первые в истории развития Сибирской платформы массовые проявления кислого корового вулканизма в больших объемах, при огромной интенсивности вулканических процессов. Библ. 13 назв.

УДК 551.24 (с. 186)

Разломная тектоника Саяно-Байкальской горной области и некоторые проблемы ее изучения. *Очиров Ц. О., Шерман С. И., Ерхов В. Ф.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье кратко характеризуются новые данные по кинематической природе краевых и внутренних разломов Саяно-Байкальской горной области. Задачами дальнейших исследований, по мнению авторов, являются: выяснение характера движений по разломам во времени; разработка методических основ детального изучения разломных структур; выяснение закономерностей и причин возникновения разломов; установление связей между металлогенной и разломной тектоникой. Библ. 25 назв.

УДК 551.25 (571.53+571.54)

Структурно-формационные комплексы глубинных разломов и зон смятия (Байкальская горная область). *Лобанов М. П., Охотников И. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В краевой зоне Сибирской платформы (Байкальская горная область) устанавливается два типа сопряженных глубинных разломов (Байкало-Муйский и Мамско-Даванский) и ассоциирующих с ними метаморфических поясов – мантийные и коровые. Рассмотрены структурно-магматогенные, приразломно-седиментогенные, дислокационно-метаморфические, гидротермально-метаморфогенные и аркогенно-рифтогенные парагенезы (комплексы) каждого из разломов и дана их сравнительная характеристика. Илл. 2. Табл. 2. Библ. 20 назв.

УДК 551.243

Глубинные разломы Забайкалья и их отражение в геофизических полях. *Цырендоржиев Ц. Ц.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Составлена схема и дана геолого-геофизическая характеристика основных глубинных разломов Забайкалья. Многие разломы, особенно поперечные, выделены впервые по геофизическим данным. Сделаны выводы о том, что глубинные разломы Забайкалья имеют отчетливое отражение в гравитационных и магнитных полях и в основном приурочены к границам зональных аномалий, а также отмечена большая роль системы глубинных разломов в формировании и развитий блоковых структур региона. Илл. 2. Библ. 20 назв.

УДК 551.24:550.83

Разрывная тектоника Байкало-Патомского нагорья в свете геолого-геофизических данных. *Егоров Ю. И.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Приводятся новые данные по разрывной тектонике нагорья, уточняющие представления о его структуре, характере сочленения с Сибирской платформой и правильной ориентировке поисковых работ на различные полезные ископаемые. Илл. 1. Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 551.24+553.028 (571.54)

Тектоника и металлогения Бурятской АССР. *Шобогоров П. Ч., Филько А. С., Левицкий В. В.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Фактический материал геологосъемочных и поисково-разведочных работ Саяно-Байкальского складчатого пояса в пределах территории Бурятской АССР, накопленный за последние годы, позволяет предложить уточнить представления о тектонике и металлогении региона. Большое значение имеют структуры типа глубинных подвижных зон, широко проявившиеся в байкальский и каледонский геотектонические циклы и благоприятные для открытия стратиформных колчеданных, железорудных, марганцеворудных и золоторудных месторождений. Отмечается все еще слабая изученность металлогении зон мезозойской и позднепалеозойской тектоно-магматической активизации. Целенаправленное изучение подобных структур будет способствовать повышению эффективности геологопоисковых работ в Бурятии. Илл. 1.

УДК 553.061+551.24 (571.54)

Глубинные разломы – главные рудоконтролирующие структуры Западно-Забайкальской редкометальной провинции. *Батурина Е. Е.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье рассматриваются типы металлогенической зональности региона, обусловленные глубинными разломами: рудные пояса, сопряженные со структурными швами, рудные районы и "специализированные" блоки районов, поперечные рудные зоны, связанные с отдельными рудоконтролирующими глубинными разломами, нередко оперяющими региональные разломы, рудные узлы, локализованные в узлах пересечения разломов. Для фтор-редкометально-молибден-вольфрамовой рудной формации характерна приуроченность к наиболее сложным структурным узлам длительно развивавшихся разнонаправленных разломов, среди которых важнейшую роль играют межблоковые и разломы наиболее глубокого заложения (проникавшие в подкоровые области, контролировавшие гипербазитовую и базитовую формации в раннем палеозое). Особенности структуры и металлогении рудных районов в значительной мере обусловлены глубинным строением земной коры, что устанавливается сопоставлением структурно-формационных, металлогенических и геофизических схем. Илл. 1. Табл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.24:553.411 (571.54)

Саяно-Забайкальская решетчатая система рудных поясов. *Левицкий В. В.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье рассматриваются разномасштабные рудоносные полигональные структуры в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. Саяно-Забайкальская система I порядка состоит из северо-восточных (Восточно-Забайкальского, Западно-Забайкальского, Байкало-Ленского) рудных поясов, приуроченных к структурным швам, и северо-западных поясов, проходящих по зонам поперечных глубинных разломов, пересекающих карельские, байкальские, каледонские, герцинские складчатые структуры и зоны мезозойской активизации. Эта система представляет

самостоятельное структурно-металлогеническое образование. В основу выделения решетчатой системы положены структурные, вещественные и геометрические признаки. Расстояния между узлами системы (рудными районами) составляют 200–250 км по северо-восточному направлению (Ленский – Северо-Байкальский, Муйский – Ципиканский, Дарасун-Балейский – Могочинский) и 150–180 км по северо-западному направлению. Рудоносные решетчатые системы более мелких порядков наиболее отчетливо проявлены в рудных районах, приуроченных к срединным массивам и щитам (Муйский, Восточно-Саянский, Центрально-Алданский). Расстояние между структурными узлами II порядка 15–20 км, а III порядка – 7–8 км. Полигональные формы рудных районов и одинаковое расстояние между ними обусловлены единым этапом деформаций, синхронным рудообразованию. Системы II и III порядка (рудные поля и узлы) в связи со сменой планов деформаций в последующие тектоно-магматические циклы изменяли свою конфигурацию и параметры. Системы I порядка – типа Саяно-Забайкальской – соответствуют планетарной сетке Венинг-Мейнеца и сохраняют свою конфигурацию в течение многих металлогенических эпох. Илл. 3. Библ. 14 назв.

УДК 551.24 (571.5)

Проблемы постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Яншин А. Л.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Намечены следующие основные проблемы, связанные с изучением постгеосинклинального тектонического развития региона: выяснение тектонической природы средне- и верхнепалеозойских впадин; исследование мезозойских впадин, включающее в себя выяснение вопроса о том, действительно ли они относятся к структурам одного типа, и выяснение причин активного металлоносного магматизма мезозойских структур; исследование процессов выравнивания рельефа и образования континентальных отложений в позднем мезозое и палеогене; выяснение природы и механизма образования неотектонических структур; проблема Байкальского рифта.

УДК 551.24 (517.3)

Геосинклинальные складчатые структуры МНР. *Зайцев Н. С.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье кратко рассматривается история формирования геосинклинальных складчатых структур Монголии, начиная с рифея и до конца палеозоя. Подчеркивается гетерогенность строения и длительность развития этих структур. Устанавливается закономерное пространственное смещение складчатости различного возраста в направлении с севера на юг – от более древних поясов складчатости к более молодым. Показано, что на большей части территории Монголии сиалическая кора сформировалась в довендское время, т.е. к началу раннекаледонской эпохи. В последующее время на ней возникали геосинклинальные структуры различных типов с различным формационным выполнением. Библ. 21 назв.

УДК 551.24

Основные черты тектоники Центральной зоны Восточной Монголии как области мезозойской тектоно-магматической активизации. *Григоров В. Т.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В истории развития Центральной зоны Восточной Монголии выделяется три этапа: среднепозднепалеозойский геосинклинальный, ранне-среднемезозойский тектоно-магматической активизации с формированием вулканического пояса и позднемезозойско-кайнозойский молодой подвижной платформы. Ранне-среднемезозойский этап тектонического развития знаменовался активной вулканической деятельностью, внедрением гранитных интрузий и складчатостью. По скорости и амплитуде прогибания земной коры тектонические движения этого этапа приближались к геосинклинальному типу. Илл. 2. Библ. 16 назв.

УДК 551.252.3:2

Докембрийская тектоника Урало-Монгольского пояса и проблема палеоокеанов. *Парфенов Л. М., Попеко В. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

На основе анализа вещественного состава верхнедокембрийских (моложе 1600 млн. лет) и более древних (древнее 1600 млн. лет) комплексов слоистых и вулканических пород Урало-Монгольского пояса, а также особенностей их пространственного размещения уточняется представление о строении пояса и особенностях ранних этапов его развития. Выделяются внешние и внутренняя (эвгеосинклинальная) зоны пояса, разделенные длительно живущими разломами – зоны Главного разлома. Во внутренней зоне пояса обособляются талассогеосин-

клинали (граувакково-сланцевые и кремнисто-сланцевые толщи, базиты толеитового ряда, глаукофан-сланцевые комплексы, комплекс метаморфических пород фундамента основного и ультраосновного состава). Верхнедокембрийские комплексы внешних зон отличаются большим разнообразием формационного состава. Предполагается, что главным механизмом формирования докембрийских структур пояса является раздвижение сиалических блоков с образованием талассогеосинклиналей и других линейных геосинклинальных прогибов. Приводятся главные черты сходства и различия тектоники Урало-Монгольского пояса и современных океанов. Илл. 2. Библ. 40 назв.

УДК 551.24 (235.35)

Проблемы "фундамента" Байкальской складчатой области. *Клитин К. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Рассматривается строение офиолитового комплекса Байкальской складчатой области. На примере района Байкало-Витимского поднятия делается вывод о положении комплекса в основании нижнепротерозойской эвгеосинклинали. Описывается строение комплекса по побережью оз. Байкал и в районе бассейнов рек Холодная, Кичера, Киляна, Янгуда и Уакит. В вертикальной последовательности выделяется снизу вверх: 1) метасоматические габброиды, развивающиеся по ультраосновным породам и амфиболитам; 2) амфиболиты и амфиболовые гнейсы; 3) эвгеосинклинальный комплекс нижнего протерозоя. Два нижних слоя следует сопоставить с "базальтовым" геофизическим слоем земной коры. Они неоднородны по строению, в них происходили сложные метасоматические процессы фельдшпатизации, особенно интенсивно проявившиеся вдоль линейных зон проницаемости земной коры. По своему строению офиолитовый фундамент Байкальской складчатой области имеет сходство с аналогичными образованиями внутриконтинентальных эвгеосинклиналей палеозоид, альпид и современных океанов. Илл. 2. Библ. 22 назв.

УДК 551:240

Орогенный ярус байкалид и время его формирования. *Булгатов А. Н.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Орогенный ярус байкалид рассматривается на примере юга Восточной Сибири и Аравийско-Нубийского щита с обширными выходами формаций байкальского складчатого комплекса. Выделяются орогенные наложенные и унаследованные впадины и прогибы, выполненные различными осадочными и вулканогенными формациями. Автор приходит к выводу, что формирование орогенного яруса байкалид завершилось в среднем или верхнем рифее. Илл. 2. Библ. 26 назв.

УДК 551.24 (571. 1/5)

Основные черты тектонического строения каледонид юга Сибири. *Додин А. Л.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье приведена история тектонического развития каледонского подвижного пояса, заложенного на раздробленном основании внутреннего пояса байкалид. Приведенный структурно-формационный анализ позволил выделить два типа каледонид, разграниченных субмеридиональной тектонической зоной. Западнее последней располагается Алтае-Саянская складчатая область фемического или салическо-фемического типа. К востоку от тектонической зоны выделяются каледониды салического типа Западного Забайкалья. В пределах каледонид выделяются различные структурно-формационные зоны, осадочно-вулканогенные и интрузивные формации раннего и среднего геосинклинального и позднего орогенного этапов, к которым приурочены разнообразные полезные ископаемые. В конце палеозоя и особенно мезозое проявилась постконсолидационная активизация. Осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы мезозойской активизации широко проявлены как среди каледонид салического типа Западного Забайкалья, так и среди каледонид фемического типа, а также байкалид Прибайкалья, Хамар-Дабана и Восточного Саяна. Илл. 1. Библ. 3 назв.

УДК 551.243 (571)

Внегеосинклинальные впадины обрушения юга Сибири и методологические аспекты их изучения. *Бочкарев В. С.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В силу конвергентности многих структурных форм мелкомасштабное тектоническое районирование целесообразно проводить в основном в рамках ретроспективных моделей. Раннемезозойские впадины юга Сибири по происхождению делятся на две группы: платформенную и

дейтероорогенную. Нижняя часть платформенного комплекса отложений выделяется в катаплатформенный структурный ярус, распространенный в виде впадин двух генетических типов. Формирование впадин первого генетического типа (грабенов) связано с региональным сводовым поднятием, которое сопровождалось расколами, образованием грабенов и местами субтрапповым магматизмом. Соответствующие вулканогенно-осадочные толщи образуют тафрогенный структурный подъярус. Второй генетический тип впадин связан с унаследованным прогибанием синклинорных зон фундамента. Отложения, выполняющие унаследованные прогибы, выделяются в койларный структурный подъярус. Илл. 1. Библ. 16 назв.

УДК 551.24

Малые структурные формы метаморфических толщ Восточного Забайкалья и Южного Урала. *Громин В. И.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Проведено сравнение будинажа и малых складок, развитых в древних метаморфических толщах Агинского поля в Восточном Забайкалье и в максютовском комплексе на Южном Урале. Показано значительное сходство данных структурных форм на сравниваемых территориях. Сделан вывод о слабой зависимости морфологии и процесса развития достаточно мелких структурных форм от типа крупной тектонической структуры и от величины давления и температуры. Подчеркнуто существенное влияние на морфологию и процесс развития малых форм свойств деформируемых толщ (слоистости, зернистости, состава), длительности процесса деформирования и соотношения между компонентами напряжения. Библ. 15 назв.

УДК 551.242.4 (571.5)

Основные черты строения и развития орогенных областей северо-востока Азии. *Мокшанцев К. Б.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В качестве главнейших геоструктурных элементов северо-востока Азии выделяются древняя Сибирская платформа и обрамляющие ее Урало-Монгольский, Тихоокеанский и Арктический складчатые геосинклинальные пояса, состоящие из складчатых геосинклинальных областей (областей завершенной складчатости), наложенных на них прото- и дейтеророгенных областей и современных геосинклинальных областей. Складчатые геосинклинальные области разделяются на эв-орто- и миогеосинклинальный типы. Рассматриваются ряды прото- и дейтероорогенных осадочных и магматических формаций, начиная от древнейших (позднеархейских), распространенных в промежуточном (орогенном) этаже Сибирской платформы, до наиболее молодых – позднемезозойских и кайнозойских, распространенных в областях карельской, байкальской, каледонской, герцинской и мезозойской складчатости. Обосновывается самостоятельность орогенного класса структур, которые по своему значению в строении и развитии земной коры равнозначны платформенным и геосинклинальным областям; кратко рассматриваются общие особенности строения и закономерности развития орогенных областей, частным проявлением которых являются области эпиплатформенного орогенеза или области тектонической активизации. Библ. 46 назв.

УДК 551.254+551.24

Некоторые физические закономерности формирования сети разломов земной коры. *Шерман С. И.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Параметры (длина разломов определенной системы, их густота, глубина проникновения и некоторые другие) формирующейся сетки разломов тесно связаны с физическими законами разрушения земной коры. Установлено, что между длинами разломов и их количеством существует гиперболическая зависимость. Оптимальное расстояние между параллельными и субпараллельными разломами определяется параболической зависимостью. Сделан вывод о том, что формирование сетки разломов в отличие от отдельной дислокации необходимо рассматривать, опираясь на законы поведения земной коры как упруго-вязкого тела. Илл. 2. Табл. 3. Библ. 10 назв.

УДК 528.389:551.242

Современные движения земной коры в южной части Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных областях. *Колмогорова П. П., Колмогоров В. Г.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье описывается принцип составления карты скоростей современных вертикальных движений земной поверхности на территорию южной части Байкальской рифтовой зоны и

прилегающих областей – Сибирской платформы и Забайкальской каледонской складчатой области. Рассматривается возможность использования для составления карты аномалий Δg, так как очень редкая нивелирная сеть не позволяет простым интерполированием получать скорости. Приводится схематическая карта скоростей современных вертикальных движений на описываемой территории. Илл. 2. Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 551.24+550.31

Особенности строения современных и древних рифтовых зон. *Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Соколов Б. А., Страхова Н. А.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

В статье дается геолого-геофизическая характеристика современной мировой системы рифтов. Эти планетарные структуры растяжения мезо-кайнозойского возраста, находящиеся под водами океанов и частично на континентах, возникают в областях подъема к земной коре и растекания в стороны разуплотненного вещества верхней мантии. Сперва образуются куполовидные, или линейно-протяженные поднятия, от осевой зоны которых исходят растягивающие тектонические усилия, заставляющие расползаться в стороны литосферные плиты. Расползание плит происходит отдельными блоками, которые разделены между собою трансформными (поперечными) разломами. Нередко центральная часть рифта проседает в форме грабена. Продолжающееся растяжение может превратить рифтовый грабен во впадину типа синеклизы, заполняемую многокилометровыми толщами осадков, а смена растяжения сжатием приводит к превращению рифтовой системы в складчатую зону типа миогеосинклинали. Рифтообразование имело место также в палеозое, а вероятно, и в протерозое. В качестве примера древних рифтовых систем, выраженных в настоящее время как авлакогены платформ, описаны Сарматско-Туранская и Средне русская системы. Указывается на важность выяснения строения и истории развития современных и древних рифтовых систем, поскольку в них широко развиты толщи осадочных пород, перспективные на нефть и газ. Илл. 7. Библ. 26 назв.

УДК 551.240.089+551.243

Роль волновых движений в формировании тектонических структур Южно-Сибирской краевой системы. *Гладков В. Г.* Тектоника Сибири, т. VII. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы развития геологических структур. М., "Наука", 1976.

Предлагается системный подход к изучению областей сочленения складчатых поясов и платформ. Выделяется Южно-Сибирская геосинклинально-платформенная краевая система, включающая южную часть Сибирской платформы и обрамляющие ее с юга складчатые сооружения рифейского, раннекаледонского и иного возраста. Выдвигается положение, что тектонические структуры в пределах упомянутой системы обусловлены генерацией тектонических движений (напряжений) в эвгеосинклинальных прогибах байкалид, каледонид и т.д. и волнообразным распределением этих движений в сторону консолидированных блоков. Для выяснения закономерностей распределения тектонических напряжений принимается аналогия с рисунком распространения и интерференции прямой, отраженной и резонансной волн в модели на жидких средах. Новый метод моделирования дает возможность предложить кинематическую интерпретацию формирования и пространственного распределения структурных форм в Саяно-Байкальской складчатой области и южной части Сибирской платформы. Илл. 2. Библ. 21 назв.

Тектоника Сибири т. VII
Тектоника Забайкалья
и некоторые общие вопросы
развития геологических структур

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР

Редактор *И.И. Сидоров*
Редактор Издательства *Н.А. Никитина*
Художественный редактор *В.А. Чернецов*
Технический редактор *Г.П. Каренина*

Подписано к печати 20/I–76 г. Т–03410
Усл.печ.п. 23,10 + 0,35 вклейка. Уч.-изд.л. 27,4
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 1300 экз. Тип.зак.694.
Цена 2 р. 94 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1601



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»