

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ
И МАГМАТИЗМА
ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**

3



**ПРИШИЛКИНСКАЯ ЗОНА
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО
ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА**

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
«ВИЩА ШКОЛА»

ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ ЛЬВОВСКОМ
ГОСУДАРСТВЕННОМ
УНИВЕРСИТЕТЕ

LVOV STATE UNIVERSITY

VOL.

3

**THE PROBLEMS OF TECTONICS
AND MAGMATISM OF DEEP FAULTS**

Y. F. MISNIK, V. V. SHEVTCHUK

PRESHILKINSKAYA ZONE
OF MONGQLO-OKHOTSKY DEEP FAULT

Editor D. P. Rezvov

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ УССР
ЛЬВОВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. Ив. ФРАНКО

ТОМ
3

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Ю. Ф. МИСНИК, В. В. ШЕВЧУК

ПРИШИЛКИНСКАЯ ЗОНА
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Под редакцией Д. П. Резвого

ЛЬВОВ — 1975



УДК 551.243 + 551.221 Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В.
 Пришилkinsкая зона Монголо-Охотского
 глубинного разлома. Под редакцией
 Д. П. Резвого. (Проблемы тектоники
 и магматизма глубинных разломов,
 том 3.) Издательское объединение «Ви-
 ща школа», 1975, 160 с.

В работе дана сводка новейших материалов по стратиграфии, магматизму и тектонике Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома, показывающая сложность и специфичность геологического строения и истории развития этой структуры. Обосновываются новые представления по тектонике и магматизму докембрийских и фанерозойских комплексов. Особое внимание удалено позднемезозойскому орогенному комплексу, в структуре которого описаны принципиально новые палингенно-метасоматические сводово-купольные структуры. Рассчитана на геологов, интересующихся вопросами региональной тектоники, магматической геологии, петрологии и металлогении, а также может быть использована студентами старших курсов вузов геологической специальности. Илл. 44. Табл. 9. Библиогр. 116.

© ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА», 1975

20802-021
 П ————— 182-75
 М225(04)-75

В В Е Д Е Н И Е

Примерно полтора десятилетия назад в сводных работах по региональной геологии различных сегментов Монголо-Охотского складчатого пояса появились указания на существование крупных граничных разломов, отделяющих складчато-глыбовые сооружения пояса от смежных частей Сибирской платформы (21, 45, 75, 114). Тогда же А. Х. Иванов высказал предположение, что эти разломы могут оказаться звенями единой протяженной структуры, названной им Монголо-Охотским глубинным разломом. Несколько позже эта догадка была подтверждена исследованиями Д. И. Горжевского и Е. М. Лазько, которым принадлежит первое описание Монголо-Охотского глубинного разлома и раскрытие его роли как одной из важнейших «структурных линий» Восточной Азии (12).

Дальнейшие работы полностью подтвердили их вывод о большом значении Монголо-Охотского глубинного разлома в геологической эволюции прилегающих к нему структур подвижного пояса и платформы. Вместе с тем были получены новые материалы, существенно дополняющие прежние представления об этом линеаменте.

Становится все более очевидным, что Монголо-Охотский глубинный разлом представляет собой самостоятельный сложно устроенный тектонический элемент, длительно формировавшийся на сочленении принципиально отличных структур земной коры и потому обладающий большим разнообразием специфических проявлений глубиноразломной тектоники, магматизма и оруденения. Высокая подвижность глубинного разлома, особенно возраставшая в периоды максимальной тектонической активности (поздний протерозой, мезозой), проявилась в чрезвычайно контрастном продольном и поперечном членении широкой приразломной зоны, что привело к обособлению структурных ячеек разных рангов, отличающихся друг от друга историей развития и внутренним устройством.

Одной из крупных ячеек первого порядка является Пришилкинская зона глубинного разлома. Исторически сложилось так, что именно при изучении Пришилкинской зоны зародились первые представления о Монголо-Охотском глубинном разломе. Здесь же они получили дальнейшее развитие благодаря постановке специальных тематических исследований. Поэтому в настоящее время зона, по-видимому, принадлежит к числу относительно лучше изученных частей глубинного разлома.

В предлагаемой работе мы попытались обобщить новые материалы по геологии и металлогении Пришилкинской зоны с тем, чтобы раскрыть некоторые особенности формирования тектонической структуры глубинного разлома и ее тесные связи с процессами магматизма и рудообразования.

Пришилкинская зона находится в восточной части Читинской области, где занимает обширный бассейн р. Шилки с ее многочисленными притоками, в том числе такими крупными, как реки Нерча, Куэнга, Куренга, Чача, Боты с Джеронью, Черная, Желтуга. Северо-западной орографической границей зоны служит Шилкинский хре-

бет, а на юго-востоке такую же роль играет Борщовочный хребет, отделяющий правобережье р. Шилки от бассейнов рек Унда и Газимур.

В структурном отношении границы Пришилкинской зоны не отличаются такой определенностью. Благодаря пограничному расположению на стыке ранних мезозойд Восточного Забайкалья и окраинных раннепротерозойских структур Алдано-Витимского щита Пришилкинская зона обладает не только специфическими чертами шовной тектоники, но и устойчивыми связями со структурами разделяемых ею элементов, подчиняясь в какой-то мере региональным закономерностям строения и развития и дополняя их принципиально новыми свойствами.

Пришилкинская зона относится к числу старейших горнорудных районов Восточного Забайкалья. В ее пределах размещены широкоизвестные рудные узлы с золотой, серебросвинцовой и редкометальной минерализацией. С. С. Смирнов включил Пришилкинскую зону в состав золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья и охарактеризовал ее как весьма перспективную рудоносную территорию (90). В последнее десятилетие сделаны первые шаги по пути детального металлогенического анализа зоны. В ходе исследований показано важное рудоконтролирующее значение Монголо-Охотского глубинного разлома и намечены возможности использования его конкретных структурных и магматических проявлений для локального прогнозирования на золото и другие виды минерального сырья.

В основу данной работы положены результаты наших многолетних съемочных и тематических исследований, выполненных на кафедре общей геологии Львовского университета в тесном контакте с геологами Читинского геологического управления и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. Работа является составной частью большого коллективного исследования по проблемам геологии и металлогении глубинных разломов ряда регионов СССР, которое проводилось на геологическом факультете Львовского университета под научным руководством Д. П. Резвого. Результаты этих исследований — трехтомное монографическое издание. Данная книга — третья, заключительная часть.

Мы неоднократно обсуждали вопросы геологического строения и металлогении Пришилкинской зоны с ведущими специалистами Читинского геологического управления и ряда научно-исследовательских институтов: В. А. Амантовым, Е. В. Барабашевым, В. А. Бобровым, Ю. П. Евсеевым, А. Д. Канищевым, Г. Ф. Миличным, С. А. Музылевым, В. Д. Огородниковым, Т. М. Окуневой, Г. Л. Падалкой, Ю. П. Писцовым, В. П. Полоховым, И. Г. Рутштейном, С. М. Синицей, В. В. Старченко, М. И. Стецюком, И. Н. Тихомировым, Н. А. Фогельман, И. Н. Фоминым, В. Ю. Шенфильем, К. Д. Шолкиным.

В ходе работы над рукописью большую помощь оказали советы и консультации Д. И. Горжевского, В. Н. Козеренко, Е. М. Лазько, И. Н. Томсона, Л. И. Красного, а также коллег по кафедре общей геологии В. П. Кирилюка, Э. А. Портнягина, Б. И. Олексива.

Всем товарищам, способствовавшим написанию данной книги, мы приносим глубокую благодарность.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ПРИШИЛКИНСКОЙ ЗОНЫ

Пришилкинская зона в качестве звена Монголо-Охотского глубинного разлома изучается сравнительно недавно и в этом плане литература о ней пока невелика. Намного лучше исследована и описана она как элемент региональной структуры Восточного Забайкалья. Здесь нет необходимости разбирать длительную эволюцию взглядов на геологию региона, детальный анализ которых можно найти в монографических работах В. Н. Козеренко (27), М. С. Нагибиной (76) и других обобщающих сводках по Восточному Забайкалью. Кратко остановимся лишь на наиболее важных исследованиях, определявших в недалеком прошлом основные тенденции в развитии представлений о геологии и металлогении региона в целом.

По-видимому, следует напомнить о первых послереволюционных работах группы геологов Геологического комитета, проводившихся под руководством М. М. Тетяева. Основной тезис этих работ заключался в отнесении Восточного Забайкалья к альпийской складчатости, которая выражалась здесь интенсивными складчато-надвиговыми дислокациями мезозойских и третичных толщ, осложненными крупными шарьяжами и прорванными значительными массами гранитоидных интрузий послемелового возраста.

Концепция покровного строения Восточного Забайкалья встретила в конце 20-х годов серьезные критические возражения со стороны В. А. Обручева, указавшего на автохтонный характер складчатых структур региона, среди которых им выделялись области докембрийской, герцинской и мезозойской складчатости.

Столкновение двух резко отличных точек зрения по главным пунктам геологического строения Восточного Забайкалья естественно вызвало повышенный интерес региональных геологов к вопросам стратиграфии и тектоники мезозоя и домезозоя.

Развернувшиеся в 30-х годах многочисленные тематические исследования показали нормальную последовательность в залегании разновозрастных толщ, чем подтвердили основные моменты концепции В. А. Обручева.

Итог этому этапу работ был подведен в классическом исследовании С. С. Смирнова, посвященном выявлению региональных закономерностей в распределении эндогенного оруденения (90). В металлогенических построениях С. С. Смирнова, которые в общих чертах сохранили значение до настоящего времени, достаточно определено намечена зональность в мезозойской структуре региона, обусловившая позицию трех важнейших рудных поясов Восточного Забайкалья: золото-молибденового, оловянно-вольфрамового и полиметаллического. В частности, была показана структурная приуроченность первого из

поясов к Пришилкинской зоне, которая рассматривалась как окраинная северо-западная часть мезозойд Восточного Забайкалья.

Дальнейшее развитие представлений С. С. Смирнова находим в послевоенных работах В. Н. Козеренко (27). В основе исследований В. Н. Козеренко лежало тщательное изучение фацальных особенностей мезозойских, в первую очередь юрских, терригенных толщ и выявление сложной зональности в их размещении. В предложенной им новой тектонической схеме, более детальной, чем все предшествующие, Восточное Забайкалье трактовалось в качестве мезозойской (предверхнеюрской) остаточно-геосинклинальной системы, включающей несколько структурно-фацальных зон. Критериями для выделения последних послужили различия в характере фаций и мощностей морских юрских осадков, формы выражения складчато-разрывных дислокаций и типы проявления магматизма и эндогенной минерализации. Вполне естественно, что в числе структурно-фацальных зон Пришилкинская зона в современном ее понимании не фигурирует. В схеме ее место занимают Пришилкинская краевая антиклинальная зона; Северо-Западный синклинальный прогиб, Борщовочная антиклинальная зона, а также отчасти Переходная зона и Газимуро-Урюмканская зона попечных поднятий. Как увидим ниже, в этой полифацальнойности Пришилкинской зоны заключено главное своеобразие ее геологической структуры и металлогении.

Существенно иная трактовка геологической истории и тектоники Восточно-Забайкальского региона была предложена в ряде обобщающих сводок М. С. Нагибиной (75—77). Согласно ее построениям, Восточное Забайкалье является звеном Монголо-Охотской палеозойской складчатой системы, завершившей в домезозое геосинклинальное развитие. К этому времени относится оформление основных элементов региональной структуры, в том числе крупного Борщовочного антиклиниория, занимающего практически всю площадь интересующей нас Пришилкинской зоны. Мезозойское структурообразование, протекавшее уже в послегеосинклинальную стадию развития, ограничилось формированием наложенных прогибов и грабенов так называемого «забайкальского типа», выполненных морской и континентальной молассой и наземной андезитовой формацией. Таковым, в частности, является Ингодино-Шилкинский прогиб, частично совпадающий с шовной структурой Пришилкинской зоны.

Нельзя не отметить спорности выводов М. С. Нагибиной, в первую очередь в отношении оценки роли герцинского диастрофизма в развитии Восточного Забайкалья. Вместе с тем они представляют несомненный интерес, так как заостряют внимание на двух принципиальных моментах геологической истории региона: времени проявления завершающей складчатости и характере дальнейшего послегеосинклинального развития. Эти вопросы нашли отражение в работах В. Н. Козеренко (27, 28, 30), В. Н. Козеренко и В. В. Старченко (33), Г. Л. Падалки (80—82), В. Е. Хайна (107), В. С. Кормилицына (41, 42), А. Д. Щеглова (115, 116), В. А. Амантова (2, 3), В. В. Старченко (93), Д. И. Горжевского и Н. А. Фогельман (16), Д. И. Гор-

жевского, В. Н. Козеренко и Н. А. Фогельман (13), Н. А. Фогельман (105, 106), Р. М. Константинова и И. Н. Томсона (35), М. А. Фаворской и И. Н. Томсона (103), А. Ф. Мушникова (73), И. Г. Рутштейна (86,87) и других исследователей. Причем выявилось довольно единодушное мнение, что поворотным моментом в истории Восточного Забайкалья является раннеюрская складчатость, завершившая собою чрезвычайно длительный геосинклинальный (собственно геосинклинальный) этап развития складчатого сооружения региона. Последовавший за ним этап сводово-глыбового структурообразования, наиболее активно проявившийся в поздней юре и раннем мелу, одни геологи понимают как орогенный период в рамках геосинклинальной эволюции, другие же относят к категории принципиально новых постгеосинклинальных процессов, объединяемых общим термином тектоническая активизация. На изучении этого этапа сосредоточено по существу основное внимание многих исследователей, поскольку с ним связаны главные проявления мезозойского магматизма и промышленно важного эндогенного оруденения.

Почти все перечисленные выше авторы применяли свои тектонические разработки для целей металлогенического анализа. Как правило, они ограничивались региональными построениями, в той или иной мере дополняющими и детализирующими схемы основоположников металлогенетики Восточного Забайкалья С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина. Более детальное геолого-структурное и металлогеническое изучение региона, в том числе Пришилкинской зоны, стало возможным лишь благодаря проведению в 50-х годах планомерных геологосъемочных работ.

На территории Пришилкинской зоны картосоставительские работы по подготовке листов государственной геологической карты СССР были начаты в 1956 году. До этого времени проводившиеся здесь съемочные работы не носили систематического характера, а были сосредоточены в относительно доступных или наиболее перспективных в отношении полезных ископаемых районах. Из исследователей 30-х и 40-х годов нельзя не упомянуть В. А. Мелиоранского, Е. Н. Щукину, Д. С. Соколова, Л. П. Харчука, Ю. А. Куликова, Л. Н. Постникова, В. К. Полетаева и особенно Б. А. Иванова, работы которого оказали в те годы наиболее существенное влияние на развитие представлений по основным вопросам геологического строения Пришилкинской зоны.

Первые полистные геологические карты были составлены в 1956—1958 гг. Е. М. Лейфманом, В. Л. Литвиновым, Ю. Ф. Мисником, Ю. Д. Рубцовым, С. М. Синицей и И. А. Турчиновым под общей редакцией В. Н. Козеренко. В последующие несколько лет государственной геологической съемкой была покрыта почти вся площадь зоны (Д. И. Горжевский, В. В. Гольберт, М. М. Лавров, Э. А. Портнягин, К. С. Шашкин, В. Ю. Шен菲尔д, В. И. Шульдинер). В 60-х годах часть территории Пришилкинской зоны покрывается детальной геологической съемкой (К. В. Вараксин, Г. Ф. Милин, Р. А. Сайфутдинов, А. И. Шадрин, В. С. Шмарлин и др.).

Одновременно с геологосъемочными работами широкий размах получили тематические исследования, имевшие целью выяснить многие нерешенные вопросы стратиграфии, магматизма и металлогенеза, что в свою очередь позволило бы наметить новые пути локального прогнозирования конкретных рудоносных площадей Пришилкинской зоны. В этих работах приняли участие научные коллективы Читинского геологического управления (Ю. П. Писцов, С. С. Красинец, И. Г. Рутштейн, Р. В. Лесняк, С. М. Синица, Ю. П. Евсеев, В. Д. Гунбин), ВСЕГЕИ (И. Н. Тихомиров, Т. М. Окунева, А. Н. Ефимов, Т. М. Тетяева, А. Н. Олейников), ИГЕМ АН СССР (И. Н. Томсон, Р. М. Константинов, В. В. Архангельская, В. П. Порохов), ЦНИГРИ (Д. И. Горжевский, Н. А. Фогельман), Львовского университета (А. А. Локерман, Е. М. Лейфман, В. Л. Литвинов, Ю. Ф. Мисник, Э. А. Портнягин, Ю. С. Соломин, В. В. Шевчук). Расшифровкой основных черт глубинной структуры Пришилкинской зоны по геофизическим данным занимались Ю. А. Зорин (20), Г. И. Менакер (60), Л. А. Мастюлин (59), В. Д. Огородников (78).

За последнее десятилетие появились работы, посвященные изучению глубинноразломной структуры Пришилкинской зоны. Одной из первых была статья Ю. Ф. Мисника и Э. А. Портнягина об особенностях строения и истории формирования приразломных прогибов зоны (70). В дальнейшем вопросы глубинной тектоники и магматизма Пришилкинской зоны освещались в работах И. Г. Рутштейна (85—87), Э. А. Портнягина и З. Д. Москаленко (84), Е. М. Лейфмана (50), К. С. Шашкина (110), В. Ю. Шенфиля и И. Д. Чацкиса (112), Ю. Ф. Мисника и В. Д. Огородникова (67), Ю. Ф. Мисника и В. В. Шевчука (72). Металлогеническая специализация Пришилкинской зоны глубинного разлома изучалась Д. И. Горжевским, Н. А. Фогельман, Е. А. Алекторовой (17), В. В. Старченко, В. Д. Огородниковым, Л. А. Мастюлиным, Е. М. Лейфманом, Ю. Ф. Мисником (94), И. Н. Томсоном (101, 102) и другими исследователями.

В заключение коснемся общей оценки уровня геологической изученности Пришилкинской зоны. Казалось бы, что большой объем выполненных исследований вполне обеспечивает достаточную надежность существующих схем и представлений по основным аспектам геологического строения зоны. К сожалению, это не так. После того, как среднемасштабное картирование уступило место более детальным съемочным и тематическим исследованиям, стало очевидным, что наши сведения по многим основным вопросам стратиграфии, магматизма, тектоники и металлогенеза зоны совершенно недостаточны. Материалы последних лет ясно указывают на необходимость довольно радикального пересмотра имеющихся взглядов по этим вопросам, но вместе с тем для строгого обоснования наметившихся новых решений пока явно не хватает данных. В частности это касается стратиграфии всего палеозоя и отчасти мезозоя, особенно нижней юры, а также вытекающей отсюда проблемы возрастного расчленения магматических серий. Много неясностей и недоработок имеется и в отношении мезозойского магматизма, хотя именно по этому вопросу в последнее время полу-

ны наиболее интересные сведения, позволившие предложить принципиально новую концепцию магматогенного структурообразования Пришлкинской зоны.

В связи с этим некоторые положения, выдвинутые в настоящей работе, хотя и представляются в свете современных данных достаточно вероятными, но отнюдь не могут считаться однозначно решенными. В ряде случаев мы сознательно ограничивались только постановкой тех или иных вопросов, полагая, что они заслуживают внимания, но нуждаются в серьезном дополнительном изучении.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРУКТУРНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПРИШИЛКИНСКОЙ ЗОНЫ

Совершенно очевидно, что главные особенности тектонической позиции и внутренней структуры Пришилкинской зоны определяются ее принадлежностью к Монголо-Охотскому глубинному разлому. Забайкальское звено последнего, пересекающее в северо-восточном направлении всю территорию Читинской области, распадается по простирианию на три составные зоны: юго-западную Чикойскую, центральную Ингодинскую и северо-восточную Пришилкинскую. На продолжении Чикойской зоны на территории МНР расположена Орхено-Чикойская зона, восточнее Пришилкинской зоны находится Южно-Янканская (Верхне-Амурская) зона. Друг от друга зоны отделены поперечными системами крупных сквозных поднятий и разломов фундамента (рис. 1).

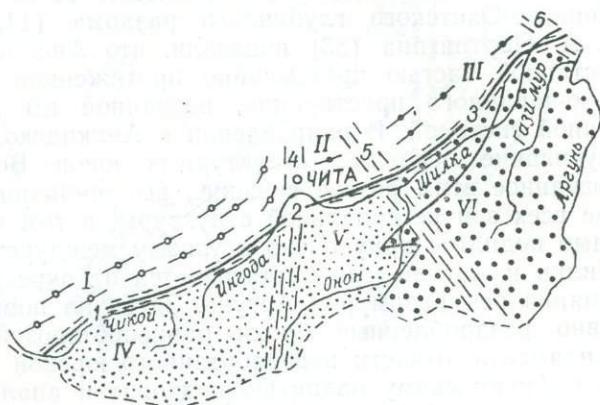
Как составные части единого линеамента зоны сходны между собой в основном: служат краевым швом на сочленении докембрийских структур высокоподнятой южной окраины Сибирской платформы со складчато-глыбовыми сооружениями Монголо-Охотской области. Поэтому в строении каждой зоны довольно четко обособляются два крыла: северное, охватывающее структуры докембрийской консолидации, в той или иной мере затронутые процессами более молодой активизации, и южное, включающее разновозрастные образования палеозойско-мезозойского тектономагматизма геосинклинального и орогенного типа. Сочленяющий их шов представляет собой сложную систему разрывных дислокаций в виде пологих и крутопадающих зон рассланцевания, бластомилонитизации, брекчирования и других проявлений динамометаморфизма и метасоматических преобразований. Шовная зона обычно характеризуется интенсивными и контрастными глыбовыми движениями, которые вызывают развитие узких ломтевидных прогибов и грабенов с формационно пестрым заполнением и сопряженных с ними горстов, являющихся сосредоточением проявлений интрузивного магmatизма как мантийного, так и внутрикорового.

Несмотря на определенное сходство зон, между ними имеются и существенные различия. Так, Ингодинская и Пришилкинская зоны, хотя и развиваются своими северными крыльями на одном и том же фундаменте — краевых раннепротерозойских структурах Алдано-Витимского щита, заметно отличаются масштабами мезозойской тектономагматической перестройки: ослабленной в Ингодинской зоне и чрезвычайно активной в Пришилкинской. Различаются и их южные крылья. В Ингодинской зоне это крыло тесно связано с северным фронтом структуры Агинской зоны, которая образована складчатыми комплексами позднего докембра, палеозоя и триаса, а в послеметриасовое время была захвачена глыбовым орогенезом с умеренным проявлением ин-

трузивного магматизма. Южное крыло Пришилкинской зоны представляет собой северо-западную окраину сложной структуры Восточного Забайкалья, которая завершила геосинклинальное развитие в юре (по мнению многих исследователей, в лейасе) и испытала в позднем мезозое исключительно мощную тектономагматическую активизацию, сопровождавшуюся формированием крупных масс интрузивных и палингенно-метасоматических гранитоидов.

Рис. 1. Позиция Монголо-Охотского глубинного разлома в структуре Центрального и Восточного Забайкалья.

Зоны разлома: 1 — Чикойская, 2 — Ингодинская, 3 — Шилкинская. Сквозные поперечные глубинные системы: 4 — Онон-Туринская, 5 — Восточно-Агинская, 6 — Аникинская. Крылья разлома. Северное крыло: I — Малханская (Селенгино-Яблоновая) зона байкалид, II, III — сегменты Становой зоны ранних протерозоид. Южное крыло. Зоны Монголо-Охотского складчатого пояса: IV — позднегерцинская Даурская, V — позднегерцинская Агинская, VI — раннемезозойская Восточно-Забайкальская.



Что касается Чикойской зоны, то ее северное крыло включает периферические части Малханской (Селенгино-Яблоновой или Селенгино-Хилокской) зоны байкалид, претерпевшие в мезозое эпиплатформенную активизацию, а южное крыло охватывает фронтальные сооружения Даурской зоны, оформленные в конце палеозоя и триаса в складчатую структуру. В юре здесь проявились весьма энергичные процессы орогенной активизации, приведшие к образованию обширного Даурского магматогенного сводового поднятия с широким развитием в нем автохтонных гранитоидных plutонов (В. В. Старченко, 1965). Эта особенность строения Даурской зоны хорошо коррелируется с данными гравиметрии, согласно которым мощность земной коры здесь на 10—12 км больше, чем в соседней Агинской зоне.

Границей между Чикойской и Ингодинской зонами служит Онон-Туринская поперечная система (104), являющаяся частью сквозного суперлинеамента субмеридионального простирания, намеченного Н. П. Херасковым на тектонической карте Евразии. На севере эта система, очевидно, разделяет области байкальской и становой складчатости, а южнее шва глубинного разлома — разнохарактерные по структуре и истории развития Даурскую и Агинскую зоны.

Обратимся теперь к более подробной характеристике Пришилкинской зоны.

От Ингодинской зоны Пришилкинская отделена Восточно-Агинской системой поперечных поднятий и скрытых разломов фундамента. Она пересекает шов глубинного разлома вблизи слияния рек Ингоды и

Онона, где, по данным Л. А. Мастюлина (59), совпадает с крупной гравитационной ступенью север—северо-западного простирания. Эта структура еще слабо изучена, но вполне вероятно, что она имеет сквозной характер и служит барьером между Агинской зоной и тупиково примыкающими к ней с северо-востока зонами Восточного Забайкалья.

На восточном фланге Пришилкинской зоны расположено Аникинское поперечное поднятие, отделяющее ее от Верхне-Амурского звена Монголо-Охотского глубинного разлома (14, 15, 70). Исследования Э. А. Портнягина (83) показали, что Аникинское поднятие является составной частью чрезвычайно протяженной сквозной структуры северо-западного простирания, названной им Витимо-Бонинской поперечной системой. В направлении к Аникинскому поднятию происходит скучивание основных структурных шовов Восточного Забайкалья и вызванное этим резкое сужение, выклинивание или торцовое замыкание всех зон региональной структуры, в том числе и Пришилкинской. Само поднятие приурочено к узкому междуречью нижних течений рек Шилки и Аргуни, где протягивается от окрестностей дер. Часовой до слияния рек Газимур и Аргунь. Здесь на поверхность выходят интенсивно раздробленные блоки раннепротерозойского кристаллического фундамента, отчасти переработанного юрской гранитизацией. С востока к Аникинскому поднятию подходят и аналогично замыкаются разновозрастные прогибы и впадины Верхне-Амурского звена Монголо-Охотского глубинного разлома (84).

Таким образом, Пришилкинская зона является одновременно фронтальной и фланговой границей Восточно-Забайкальской складчатой системы, через которую она связана с Алдано-Витимским щитом, с одной стороны, и Амуро-Охотской складчатой системой, — с другой (рис. 2).

Протяженность Пришилкинской зоны в рамках упомянутых фланговых барьеров составляет около 400 км. Осевая линия зоны, или собственно краевой шов, на поверхности имеет обычно прямолинейную, реже слабоволнистую или дугообразную форму и в целом простирается в северо-восточном направлении. Современная структура шовной линии наиболее хорошо изучена в средней части, где она четко обособляется в виде сравнительно узкой (первые километры) полосы динамометаморфизованных, диафторированных, метасоматически переработанных и интенсивно рассланцованных пород становового комплекса. Менее изучена она на флангах зоны, особенно западном.

Почти на всем протяжении шовная линия проходит по левобережью р. Шилки, в среднем в 10—15 км от реки, и в целом совпадает с ее основным направлением. На западе она с трудом восстанавливается по отдельным изолированным выходам в северном борту Арбагаро-Холбонской впадины, но далее к востоку четко регистрируется возле г. Нерчинска, а затем на р. Куэнга, в нескольких километрах к северу от ст. Шапка. Отсюда шов протягивается вдоль северного борта Делюнской впадины и продолжается в бассейне рек Матакан и Моргул, проходя здесь примерно в 10 км к северу от г. Сретенска.

Затем он почти непрерывно прослежен в бассейне среднего течения р. Чачи, где отмечено его максимальное отступление (на 30 км) от р. Шилки. Вскоре шов снова приближается к ней, выходя в нижнем течении рек Кары, Лужанки, Куларки, Черной. Еще восточнее, в

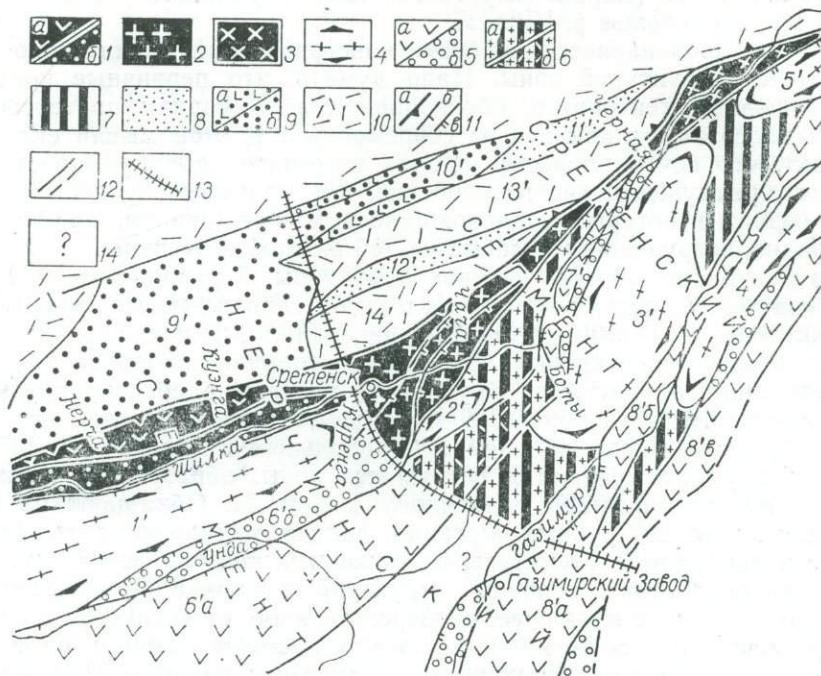


Рис. 2. Тектоническая схема Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома.

Шовная система и южное крыло Пришилкинской зоны (раннеюрская складчатость). Позднемезойские эпигеосинклинальные орогенные структуры (средняя юра—ранний мел): 1 — Верхнешилкинская система шовных вулкано-тектонических впадин (*а* — наземная андезит-липаритовая формация, *б* — континентальная красноцветная, местами угленосная моласса); 2 — Среднешилкинская система горстов и грабенов с интенсивным проявлением интрузивного магматизма гибридного гранит-диоритового ряда; 3 — Нижнешилкинская система горстов и грабенов с умеренным и слабым проявлением интрузивного магматизма того же ряда; 4 —магматогенные сводовые поднятия—автохтонные гранитоидные плутоны (*1'* — Боршовочное, *2'* — Пологинское, *3'* — Междуреченское, *4'* — Будюмканское, *5'* — Аникинское); 6 — компенсационные вулкано-терригенные тектонические впадины: *а* — наземная андезит-липаритовая формация, *б* — континентальная моласса (*6'* — Талангуйско-Куренганская, *6b'* — Ундино-Дайнская, *7'* — Ботовско-Карийская, *8a'* — Газимурозаводская, *8b'* — Нижнегазимурская, *8b''* — Юрьумкано-Будюмская); 6 — Уктычинское косопоперечное глыбовое поднятие с интенсивным проявлением интрузивного магматизма гибридного гранит-диоритового ряда (*а* — Джеронская зона малых интрузий и субвулканов преимущественно кислого состава); 7 — Кучугайское поперечное глыбовое поднятие.

Северное крыло Пришилкинской зоны (раннепротерозойская складчатость). Мезозойские эпиплатформенные орогенные структуры (ранняя юра—ранний мел). Наложенные вулкано-терригенные тектонические впадины: 8 — раннеюрские (*11'* — Джалындинская, *12'* — Куйтанская); 9 — среднеюрские—раннемеловые: *а* — наземная андезит-липаритовая формация, *б* — континентальная моласса (*9'* — Оловская, *10'* — Ундургинская); 10 — глыбовые поднятия, (*13'* — Верхнечачинско-Чериреченское, *14'* — Среднечачинское); 11 — Монголо-Охотский глубинный разлом (*а* — краевой шов, *б* — система Боршовочного разлома, *в* — система Шилка-Газимурского разлома); 12 — прочие граничные разломы; 13 — Шилка-Аргунский (Сретенско-Нерчинскозаводский) сквозной поперечный разлом (порог), 14 — Туровское орогенное поднятие неясного генезиса.

районе с. Горбница, он испытывает дугообразный изгиб («Горбичанская дуга») и, наконец, пересекает р. Шилку недалеко от устья р. Желтуга. Правобережный отрезок шва сравнительно быстро подходит к Аникинскому поперечному поднятию, пересекает его и уже в системе Южно-Янканского (Верхне-Амурского) звена глубинного разлома вновь уходит на левобережье р. Шилки.

Краевой шов является наиболее консервативной и длительно развивающейся структурой зоны. Надо думать, что первичные контуры полосы шовных тектонитов, обозначившиеся в позднем протерозое и раннем палеозое, отличались от современных. К этой мысли склоняет тот факт, что почти по всему фронту тектонитов вытянуты разновозрастные, преимущественно мезозойские, приразломные прогибы и впадины, развитие которых сопровождалось раскальванием, дроблением и, очевидно, погружением краевых частей шовной структуры.

Рассматривая общий рисунок структуры Пришилкинской зоны, легко видеть, что осевая полоса тектонитов сопровождается в крыльях многочисленными зонами разрывных дислокаций, крайне неодинаковых по размерам, ориентировке, формам и времени проявления. В их строении широко участвуют крупные и локальные сбросы, крутие и пологие надвиги, разнообразные милониты, бластомилониты, катаклазиты и брекчии. Среди них немало продольных и поперечных систем, но чаще других встречаются ветвящиеся зоны, образующие сложные пучки и линзы виргаций различного масштаба. Обращают на себя внимание наиболее крупные виргации, далеко отступающие от краевого шва и входящие в структуры сопряженных тектонических зон. Они не только определяют основной структурный каркас Пришилкинской зоны, но и осуществляют ее непосредственное смыкание с соседними региональными зонами. Как раз это обстоятельство и не позволяет четко обозначить фронтальную и тыльную границы Пришилкинской зоны.

Общая система виргаций Пришилкинской зоны имеет рисунок пучка, максимально расщепленного на юго-западе и скученного на северо-востоке вблизи Аникинского поперечного поднятия. Распадение единого шовного ствола отмечается уже в пределах «Горбичанской дуги», где отвечается мощная Ундургинская система разломов, далеко проникающая в ранние протерозоиды Алдано-Витимского щита. По-видимому, ее можно принять за фронтальную границу Пришилкинской зоны.

Другая, еще более крупная зона разломов, которую мы предлагаем назвать Шилкинско-Газимурской, отходит от шва в низовьях р. Черной и, постепенно проникая в южное крыло глубинного разлома, сначала протягивается вдоль побережья р. Шилки, но затем на участке крутой Ботовской излучины реки резко изгибается к югу и через бассейн р. Боты выходит к среднему течению р. Газимур. Здесь она вновь круто изгибаются и поворачивает к юго-западу, соединяясь с Газимурской зоной разломов. Такой коленчатый изгиб разломов по типу горизонтальной флексуры, или сигмоиды, является результатом огибания ими расположенного к западу крупного выступа раннепро-

терозойского фундамента, известного под названием Уктычинского поперечного поднятия. На раннем этапе эти разломы фиксировали положение фронтальной границы обширной Шилка-Аргунской геоантклинальной зоны, сложенной складчатым терригенно-карбонатным комплексом верхнего протерозоя—нижнего палеозоя, а их бурная активизация в мезозое во многом определила размещение крупных складчатых и сводово-глыбовых структур, о которых будет сказано ниже.

В бассейне р. Кары краевой шов осложняется системой поперечных разрывных дислокаций, посредством которых с ним тупиково сочленяется еще одна ветвь, Куйтунская. Подобно Ундрогинской ветви, она рассекает северное крыло глубинного разлома, но проходит ближе к шовной линии, образуя в плане очень пологую, выпуклую к северу дугу, юго-западный конец которой, по-видимому, также сливается с шовной структурой в нижнем течении р. Куэнга.

Однако самой примечательной ветвью является Борщовочная зона разломов, оказавшая исключительно важное влияние на развитие структуры глубинного разлома. Под таким названием традиционно рассматривается лишь западный отрезок этой ветви, простирающийся в северо-восточном направлении по правобережью р. Унды и выходящий затем к среднему течению р. Куренги. На всем протяжении он эффективно выражен линейной полосой тектонитов, образующей южную эндоконтактовую кайму крупного Борщовочного плутона, к которой с юга прилегает обширная Ундино-Дайнская депрессия. Менее известно северо-восточное продолжение ветви, но именно здесь с ее структурой происходят важные изменения. В районе дер. Кислый Ключ на р. Куренге полоса тектонитов кулисно подставляется субширотной зоной динамометаморфизма, сопровождаемой крупными тектоническими линзами серпентинизированных гипербазитов такого же простириания. Восточнее р. Куренги она срезается Удирингинским массивом позднемезозойских гранитоидов, но вновь появляется у его противоположного края, в среднем течении р. Удычи. Здесь полоса гипербазитов приобретает уже субмеридиональное направление и протягивается вплоть до устья р. Удычи. Перейдя на левый берег р. Шилки, она делает крутой поворот, так называемую «Молодовскую дугу», где отмечается резкое увеличение ее ширины и наиболее значительное сопредоточение пластовых залежей серпентинитов. Тут полоса гипербазитов меняет простириание на северо-восточное и направляется в бассейн р. Чачи, постепенно сближаясь с шовной зоной. На подходе к ней она опять срезается гранитоидным массивом, теперь шовным Кара-Чачинским, и в последний раз появляется уже в бассейне р. Кара, структурно соединившись с шовной зоной.

Как видим, самой любопытной особенностью структуры гипербазитовой полосы является ее коленообразный рисунок, очень напоминающий горизонтальную флексуру Шилкинско-Газимурской зоны разломов. Возникновение этого колена, названного нами «Сретенской сигмоидой», наиболее вероятно объясняется влиянием крупных поперечных разломов фундамента, о которых будет идти речь особо.

Необходимо добавить, что к Борщовочной зоне разломов относится еще одна система разрывных дислокаций, на которую до сих пор не обращали внимания. На западном фланге зоны эта система выражена не очень выпукло и в основном перекрыта позднемезозойскими толщами Ундино-Дайнской депрессии. Сразу же на восточном замыкании последней она проявляет себя в структуре докембрийского фундамента в виде Верхне-Куренгинского разлома, который сопровождается крупным лентовидным интрузивом габброидов. Этот разлом протягивается в северо-восточном направлении, пологой дугой огибает с юга Удирингинский гранитоидный массив и, достигнув верховий р. Удычи, виргирует на две ветви. Одна из них следует на восток и образует мощную зону тектонитов вдоль южного края Пологинского гранитогнейсового купола, миниатюрного эквивалента Борщовочного plutона, другая направляется почти на север вдоль долины р. Удычи, ограничивая этот же купол с запада. В устье пади Жероны вторая ветвь соединяется с гипербазитовой ветвью, но сразу же поворачивает от нее на восток, проходит между Ералгинской депрессией и северным краем все того же Пологинского купола и затем переходит на левобережье р. Шилки. Дальнейшим продолжением этой системы, возможно, являются разломы Ушмунского грабена, которые, подобно гипербазитовой полосе, идут на сочленение с шовной зоной, но при этом также срезаются шовным Кара-Чачинским массивом.

В целом виргация (шов—Борщовочная ветвь) образует в плане крупный тектонический клин, открывающийся в сторону Восточно-Агинского порога и сходящийся в бассейне р. Кара. «Сретенская сигмоида» вызывает резкое сужение его тупиковой части, приобретающей вид «ключовидной» пришовной пластины. В структуре Пришилкинской зоны этот тектонический клин занимает важное место. В позднем протерозое и, очевидно, раннем палеозое он определял контуры Борщовочной зоны офиолитового типа, представлявшей собой северо-восточную редуцированную оконечность обширного Хангайско-Агинского геосинклинального прогиба (29). Борщовочная система разломов контролировала здесь максимумы проявлений основного и ультраосновного магматизма, в связи с чем именно к ней приурочены мощные зеленокаменные толщи метавулканитов и заключенные в них прорузыевые тела серпентинизированных гипербазитов. Эти же разломы фиксировали тыльную границу Борщовочной зоны, отделяя ее от Уктычинского выступа раннепротерозойского фундамента.

Показательно, что рисунок древнего тектонического клина в основных чертах сохранился в структурном плане мезозоя. Его широкая западная часть контролирует размещение упоминавшегося Борщовочного автохтонного plutона и сопряженных с ним компенсационных депрессий, тогда как «Сретенская сигмоида» и узкий тупик отчетливо выражены системой шовных горстов и грабенов с исключительно интенсивным развитием интрузий трещинного типа.

Рассмотренная выше сложная система виргаций краевого шва образует продольный структурный остов Пришилкинской зоны. Вместе с тем отдельные его звенья обнаруживают значительные ано-

мальные изгибы («сигмоиды»), что указывает на существование в глубинной структуре поперечных расколов барьерного типа. Совместно с продольными разломами они создают устойчивый структурный каркас, в ячейках которого формируются разновозрастные тектонические элементы Пришилкинской зоны. К ранее упомянутым фланговым порогам—Восточно-Агинскому и Аникинскому — добавим пока только одну поперечную систему, которую также можно отнести к категории сквозных граничных элементов первого порядка. Известная под названием Шилка-Аргунский порог (63, 64), или Сретенско-Нерчинскозаводской поперечный разлом (78), она рассекает вкrest простирания все складчато-глыбовое сооружение Восточного Забайкалья, разделяя его на два существенно различных продольных сегмента. В связи с этим в Пришилкинской зоне четко обособляются западный, Нерчинский, и восточный Сретенский, сегменты, заметно отличающиеся как по структуре, так и по истории развития. Сам Шилка-Аргунский порог фиксируется в пределах зоны в виде мощной системы сближенных разломов и сопровождающих их различных проявлений динамометаморфизма, наиболее хорошо изученных в районе г. Сретенска. Здесь эта система прослежена в субмеридиальном, север—северо-западном направлении в обе стороны от р. Шилки, и примерно такое же простижение она сохраняет в северном крыле зоны, где с перерывами протянута через бассейн р. Курлыча к верховьям р. Алеур. К югу от г. Сретенска порог довольно быстро теряет устойчивую ориентировку и выражается на поверхности сочетанием субширотных и северо-западных систем тектонитов, проходящих в верховьях рек Куренги и Турова и следующих далее к среднему течению р. Газимур.

На этом можно закончить краткий обзор основных граничных структур и перейти к тектоническому районированию зоны. Здесь рассмотрим схематическое подразделение ее конечной структуры, сложившейся главным образом в процессе позднемезозойской сводово-глыбовой активизации.

В любом поперечном разрезе Пришилкинской зоны без особого труда можно выделить три основных элемента: шовную структуру и два крыла, северное и южное. Однако в продольном направлении зона распадается на два различно устроенных сегмента: Нерчинский и Сретенский. Рассмотрим их раздельно.

Нерчинский сегмент. Центральной структурой здесь является Борщовочное сводовое поднятие, которое совпадает в рельефе с одноименным хребтом северо-восточного простираания, занимающим правобережную часть верхнего течения р. Шилки. Поднятие образовано цепочкой куполов и сводов, в целом составляющих крупный автотонный гранитоидный pluton палингенето-метасоматического происхождения.

С юга поднятие ограничено Борщовочной полосой тектонитов, к которой примыкает компенсационная Ундино-Дайнская впадина, выполненная терригенной континентальной молассой верхненемелового возраста. Еще южнее расположена Талангуйско-Куренгinskая вулкано-тектоническая впа-

дина, сложенная наземной андезито-липаритовой формацией, датируемой в рамках средней и верхней юры.

В северном крыле Боршовочного поднятия размещается Верхнешилкинская шовная система грабенов и впадин, в строении которой участвуют многочисленные тектонические пакеты, возникшие в ходе орогенной переработки геосинклинальных приразломных прогибов позднего палеозоя, позднего триаса и ранней юры, а также более крупные тектонические впадины позднеюрского—раннемелового возраста, сложенные пестрой серией континентальных терригенных и вулканогенных формаций орогенного ряда. Важно подчеркнуть, что эти впадины также являются компенсационными в отношении Боршовочного поднятия.

Наконец севернее шовной полосы тектонитов, то есть уже в северном крыле глубинного разлома, расположена обширная Оловская впадина, также имеющая терригенно-вулканогенное заполнение орогенного профиля. В отличие от шовных впадин она заложена на нижнепротерозойском фундаменте и представляет типичную наложенную структуру. Ее северная граница, очевидно, контролируется юго-западным продолжением Ундургинской ветви разломов.

Сретенский сегмент. Благодаря сложной системе виргаций вся орогенная структура сегмента имеет форму гигантского клина, открытого в сторону Шилка-Аргунского поперечного порога и резко суженного в северо-восточном направлении. Резкое расширение юго-западной части клина обусловлено существованием в южном крыле глубинного разлома нового структурного элемента — Уктычинского поперечного поднятия. Это поднятие представляет собой глыбу сложных угловатых очертаний, в пределах которой на средне-позднеюрском этапе чрезвычайно активно проявился интрузивный гранитоидный магматизм.

Северо-западный край глыбового поднятия контролируется Боршовочной зоной разрывных дислокаций, посредством которой оно граничит с относительно небольшим Пологинским сводовым поднятием и Среднешилкинской системой горстов и грабенов. Последняя расположена на продолжении Верхнешилкинской шовной системы впадин и в отличие от нее является ареной крайне мощного развития орогенного интрузивного магматизма. Тыльный край поперечного поднятия очерчивается Шилкинско-Газимурской зоной разломов, которая контролирует Ботовскую тектоническую впадину, заложившуюся вдоль фронта Междуреченского сводового поднятия, возможно, наиболее крупного образования из числа мезозойских автохтонных гранито-гнейсовых куполов Восточного Забайкалья.

Крупный шарунг глубинного разлома на участке рек Кара и Черная, обусловленный слиянием Боршовочной и Шилкинско-Газимурской ветвей с шовной структурой, вызвал значительное редуцирование или полное выклинивание всех названных тектонических элементов в северо-восточном направлении. В результате северо-восточная оконечность Междуреченского сводового поднятия кулисно приблизилась к

шовной структуре, которую в этой части можно выделить под названием Нижнешилкинской шовной системы горстов и грабенов. От Среднешилкинской системы она существенно отличается значительно меньшей интенсивностью проявления мезозойского интрузивного магматизма.

Максимальная ширина Нижнешилкинской шовной системы приурочена к структуре «Горбичанской дуги». На этом же участке отмечается замыкание Междуреченского свода и появление на его периклинали Кучугайского поперечного глыбового поднятия.

К северо-востоку от Кучугайского поперечного поднятия происходит вздымание нового свода, входящего в систему уже упоминавшегося Аникинского поперечного поднятия.

Северное крыло глубинного разлома в пределах Сретенского сегмента также устроено сложнее, чем в Нерчинском сегменте. Здесь на продолжении Оловской впадины выделяется несколько структурных элементов.

Вдоль внешнего, северо-западного, края крыла протягивается «лопастевидная» Ундургинская вулкано-терригенная впадина, приуроченная к одноименной ветви разрывных дислокаций. Она замыкается в бассейне среднего течения р. Черной, в сторону же Оловской депрессии постепенно раскрывается, но, не достигнув ее, срезается Шилка-Аргунским поперечным порогом.

К юго-востоку от Ундургинской впадины в поперечном сечении северного крыла могут быть выделены: Верхнечачинско-Чернореченское глыбовое поднятие, характеризующееся довольно широким развитием раннемезозойских гранитоидных интрузий; узкий Куйтунский грабен, выполненный раннемезозойскими эффузивно-экструзивными образованиями контрастной порфирит-липаратовой серии; и, наконец, примыкающее к шовной структуре Среднечачинское глыбовое поднятие, несколько уступающее внешним элементам по интенсивности проявления раннемезозойского магматизма.

Стратиграфия Пришилкинской зоны, как и всего Восточного Забайкалья, создавалась с большими трудностями и до сих пор ее нельзя признать удовлетворительно разработанной. Это объясняется как общими для региона причинами (исключительная редкость находок руководящих ископаемых, «островное» развитие стратифицируемых толщ среди обширных «морей» магматических пород, частая смена взглядов на тектоническое строение региона), так и местными усложняющими факторами. К последним относятся: а) широкое развитие докембрийских глубокометаморфизованных комплексов; б) повышенный «приразломный» метаморфизм более молодых, в том числе мезозойских толщ, затрудняющий их прямую корреляцию с одновозрастными отложениями внутренних частей региона; в) сложнейшая блоковая расчлененность глубинноразломной структуры, приводящая к образованию разобщенных тектонических пакетов с фрагментарными обрывками разновозрастных комплексов; г) резкая смена фациального состава и мощностей стратиграфических подразделений по профилю и особенно в поперечном сечении зоны глубинного разлома.

Первая попытка обобщения стратиграфических материалов по большой территории Пришилкинской зоны была предпринята в 1936 г. Б. А. Ивановым. Созданная им схема в общих чертах правильно отражала последовательность основных стратиграфических подразделений, хотя возрастная датировка большинства из них была совершенно условной и базировалась главным образом на далеких региональных сопоставлениях. Коренной пересмотр схемы оказался возможным только во второй половине 50-х годов, когда начавшееся планомерное проведение комплексных геологосъемочных работ вызвало большой приток нового материала. За последние 15 лет усилиями многих исследователей была разработана по существу новая стратиграфическая схема, воплотившая в себе все достижения современной региональной геологии. К сожалению, некоторые ее принципиальные положения остаются эпю нерешенными и не имеют однозначного толкования. По нашему мнению, ее можно представить в следующем сводном виде:

1. Нижний протерозой.
2. Верхний протерозой—нижний палеозой.
3. Верхний палеозой.
4. Верхний триас.
5. Юра: а) нижнеюрский комплекс, б) средне-верхнеюрский комплекс.
6. Верхняя юра—нижний мел.
7. Нижний мел.

Ниже дана краткая характеристика перечисленных стратиграфических комплексов, сопровождаемая разбором наиболее дискуссионных пунктов схемы. Показана тектоническая позиция каждого комплекса по отношению к основным структурным элементам, каковыми являются шовная зона и крылья глубинного разлома.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Обширная территория юго-западного обрамления Алдано-Витимского щита занята выходами глубокометаморфизованных пород становового комплекса (96, 49, 40). Северное крыло Пришилкинской зоны закладывалось и развивалось на периферической части щита, вследствие чего слагающие крыло кристаллические образования четко коррелируются со стратотипическими разрезами становового комплекса (24, 113). С этими образованиями неразрывно связаны породы шовной зоны глубинного разлома, хотя здесь, как показали наши недавние исследования, они приобретают заметно специфический «приразломный» облик. Сложнее решается вопрос относительного южного крыла зоны. До последнего времени достоверных данных о наличии здесь нижнего протерозоя не имелось. Предположительно он выделялся в верхнем течении р. Шилки, в тектонических блоках близ ст. Бишгино и в бассейне р. Урульга (Н. А. Фогельман, 1959). Лишь недавно нами доказано широкое развитие глубокометаморфизованных толщ в среднем течении р. Шилки. Последние ранее безосновательно включались в разрез верхнего докембрия. Тщательное сопоставление этих образований со становым комплексом дает основание считать их близкими стратиграфическими аналогами.

Северное крыло. Столовой комплекс детально изучен В. П. Кирилюком в северо-восточной части зоны на территории Шилка-Амазарского междуречья (24). В разрезе комплекса он выделяет три толщи. Нижняя толща сложена средне-грубозернистыми неясно-полосчатыми и нередко массивными диоритовидными биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами и отдельными пачками мелкозернистых, обычно мигматизированных гнейсов, кристаллосланцев, реже амфиболитов. Средняя толща состоит из тонкослоистых и тонкосланцеватых гнейсов, кристаллических сланцев, реже амфиболитов; низы толщи представлены гранатосодержащими разностями этих пород. Верхняя толща содержит диоритовидные биотит-роговообманковые и эпидот-биотит-роговообманковые кристаллические сланцы с маломощными прослойями мраморов. Мощность комплекса не поддается измерению и ориентированно оценивается многими километрами.

Более схематический разрез описан В. С. Шмарлиным (1968) на юго-западном продолжении этого участка в бассейне рек Черная, Куларки и Лужанки. Здесь выделены две толщи: нижняя, состоящая из очковых гнейсов с прослойями мелкозернистых лейкократовых гнейсов, и верхняя, включающая биотитовые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, а также линзовидные прослои мраморов. Далее к юго-западу подобные породы выходят в бассейне верхних течений рек Кара и Чача (пади Соловуха, Аркия, Чиленгуй и др.), где, по нашим данным, эти породы представлены сильно мигматизированными биотитовыми и биотит-роговообманковыми диоритовидными кристаллическими сланцами, массивными и тонкополосчатыми гнейсами, нередко интенсивно эпидотизированными. Местами они сдерживают мощные (до 50 м) и протяженные прослои чистых мраморов,

обычно белых, реже зеленоватых и розовых; к ним приурочены гранат-пироксеновые скарны.

К северо-западу от г. Сретенска аналогичные кристаллические образования выделены В. Ю. Шенфилем и И. Д. Чацкисом (1962) под названием «курлычинский комплекс». В разрезе по р. Курлыча близ с. Усть-Наринзор присутствуют мелкозернистые биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, реже роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и линзы мраморов. Мощность разреза оценивается в 1500 м. Более высокий уровень комплекса описан ими по пади Матакан, где выходят преимущественно мелко-среднезернистые роговообманково-платиоклазовые кристаллические сланцы, крупнозернистые амфиболиты, реже мелкозернистые биотитовые гнейсы и кварциты с линзами мраморов. Видимая мощность этой толщи 1700—3000 м.

Шовная зона. В сравнительно узкой (первые километры) приразломной полосе комплекс земетно обогащается меланократовыми кристаллическими породами: мигматизированными порфириодами, темно-зелеными амфиболитами, роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми, иногда tremolитизированными кристаллическими сланцами и гнейсами, представляющими собой глубокометаморфизованные вулканиты основного состава. Такие образования зарегистрированы нами в бассейне р. Чача (пади Инегири и Картыкенчик), в среднем течении р. Кара (падь Осиновка) и на других участках шовной зоны (пади Ургуна, Джорол). Изучение первичнослоистых кристаллических пород в шовной зоне затруднено в связи с их активной переработкой наложенными процессами динамометаморфизма, диафтореза и высокотемпературного метасоматоза.

Южное крыло. Наиболее широко нижний протерозой выходит в среднем течении р. Шилки, где образует Уктычинскую глыбу. Ее восточная часть обособляется в виде крупного Кулумунского блока, в пределах которого обнажаются наиболее гранитизированные, очевидно, самые древние образования комплекса. Их разрез описан нами на левом берегу р. Шилки, выше с. Боты (снизу вверх) *:

1. Частое чередование мелко- и крупнозернистых гранито-гнейсов, сильно гранитизированных, с явлениями плойчатости 200 м
2. Чередование мелко- и крупнозернистых гранито-гнейсов с линзами и маломощными полосами амфиболитов 150 м
3. Грубозернистые гнейсы с густой сетью инъекций гранитоидного состава 50 м
4. Мелко- и среднезернистые биотитовые, реже биотит-роговообманковые гранито-гнейсы с редкими инъекциями гранитоидного состава 120 м

В аналогичных разрезах по падям Кулумун и Боты среди гранито-гнейсов появляются мощные прослои мраморов, иногда скарнированных, и биотит-роговообманковых гнейсов с гранатом. Заметно изменяется разрез в западной части Кулумунского блока вблизи кон-

* Описание разрезов всюду дано снизу вверх.

такта с внутренним сегментом Уктычинской глыбы. В правом борту р. Шилки ниже устья пади Ниж. Угундай монотонное переслаивание гранито-гнейсов дополняется многочисленными прослойми очковых и грубополосчатых мигматитов, теневых мигматитов, а также множеством разноориентированных инъекций гранитоидного и пегматоидного состава.

В пределах внутреннего сегмента Уктычинской глыбы выделяются две толщи. Нижняя толща обнажается непосредственно к западу от Кулумунского блока в цокольных террасах р. Шилки. Она сложена чередующимися роговообманковыми, биотит-рогообманковыми кристаллическими сланцами и гнейсами, реже амфиболитами. Им подчинены тонкие прослои биотитовых кристаллосланцев, биотит-рогообманково-гранатовых и биотит-гранат-плагиоклазовых гнейсов. Нижняя часть толщи, которая примыкает к Кулумунскому блоку, представлена преимущественно разнообразными мигматитами и биотитовыми гранитогнейсами. Видимая мощность всей толщи превышает 1500 м.

Верхняя толща связана с нижней постепенными переходами. На фоне тонкого переслаивания биотит-рогообманковых и биотит-рогообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев в ее разрезе появляются биотит-рогообманковые гнейсы, биотит-гранат-силлиманитовые, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые кристаллические сланцы и их анадалузит-, дистен- и пироксенсодержащие разновидности, а также маломощные прослои амфиболитов, графитистых сланцев и мраморов. Мощность толщи более 1500 м.

Верхняя толща занимает западную часть внутреннего сегмента Уктычинской глыбы. Она обнажается по берегам р. Шилки в окрестностях с. Уктыча и протягивается отсюда в юго-западном направлении к истокам пади Чичкан, где описаны фрагментарные выходы слабосланцеватых диоритовидных, иногда узловатых биотит-рогообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев и биотит-рогообманковых плагиогнейсов.

Западный сегмент Уктычинской глыбы пересекается р. Шилкой в районе с. Фирсово. Образования этого участка отвечают наиболее верхнему уровню нижнепротерозойского разреза:

1. Мигматизированные биотитовые, реже биотит-рогообманковые гнейсы, иногда гранатсодержащие; линзы кварцитов 600 м
2. Порфиробластовые биотит-рогообманковые гнейсы с маломощными прослойми мелкозернистых биотитовых гнейсов 300 м
3. Чередование тонкополосчатых, грубополосчатых и порфиробластовых биотит-рогообманковых гнейсов, реже кристаллических сланцев; тонкие линзы кварцитов 400 м
4. Переслаивание биотитовых и биотит-рогообманковых тонкополосчатых гнейсов, тонкие прослои кварц-слюдистых кристаллических сланцев 200 м
5. Переслаивание тонкополосчатых, реже очковых мелкозернистых биотит-рогообманковых гнейсов, кварц-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов 100 м

Верхняя часть этой толщи по всему фронту нарушена зоной разрывных дислокаций, входящей в систему Борщовочного разлома, и отделена ею от расположенных западнее метаморфических образований верхнего протерозоя—нижнего палеозоя (джорольская свита).

Метаморфизм нижнепротерозойских образований. Среди пород Уктычинской глыбы наиболее распространены образования, обогащенные CaO: амфиболиты, диопсид-рогообманковые, рогообманковые и биотит-рогообманковые кристаллические сланцы, биотит-рогообманковые и биотит-гранат-рогообманковые гнейсы. Это обычно темно-серые, с зеленоватым оттенком, мелко-среднезернистые породы, часто полосчатые и отчетливо сланцеватые. Слабосланцеватые, узловатые разности характерны для диоритовидных плагиогнейсов с пади Чичкан, несланцеватые породы представлены массивными амфиболитами из нижней толщи. Структуры пород гранобластовые, лепидогранобластовые, лепидонематобластовые, реже пойкилобластовые. Главные минералы: зеленовато-бурая и голубовато-зеленая роговая обманка, диопсид, бурый и зеленовато-бурый биотит, плагиоклаз (№ 25—40, реже 18—20), гранат, калишпат, кварц, эпидот. Из акцессорных преобладают апатит, циркон, магнетит, реже встречаются рутил, сфен и ортит.

Глиноземистые, обедненные CaO породы представлены биотит-гранат-силлиманитовыми, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовыми и биотитовыми кристаллическими сланцами и гранат-биотитовыми андалузитсодержащими гнейсами. Они приурочены ко второй толще внутреннего сектора глыбы. Им свойственна темно-серая окраска, полосчатая или узловатая текстура и мелкозернистая нематогранобластовая, иногда порфиробластовая структура. Основными минералами являются биотит, силлиманит, гранат, плагиоклаз, андалузит, кварц, более редки кордиерит, амфибол, эпидот, мусковит. Среди акцессорных чаще других встречаются циркон, апатит, магнетит и ортит.

Резко подчиненное положение в комплексе занимают кварциты и карбонатные породы. Последние встречаются в восточной части глыбы, обычно среди ультраметаморфических пород — гранито-гнейсов и мигматитов. Они представлены существенно кальцитовыми мраморами, иногда с примесью флогопита и графита. Кварциты же наоборот более типичны для западной части глыбы; кроме кварца они содержат в небольшом количестве биотит, мусковит, роговую обманку, плагиоклаз и калишпат.

Главные минеральные ассоциации перечисленных групп пород приведены в табл. 1. Из нее видно, что кристаллические образования Уктычинской глыбы соответствуют амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма.

Более высокотемпературные минеральные ассоциации характерны для пород восточного сектора глыбы, а в пределах окраинного Кулумунского блока широко проявились ультраметаморфические преобразования. Продуктами ультраметаморфизма являются разнообразные мигматиты (послойные, линзовидные, пятнистые, теневые) и тесно связанные с ними гранито-гнейсы.

Особенности метаморфизма и ультраметаморфизма пород Уктычинской глыбы, признаки их первичного состава позволяют уверенно сопоставить их со становым комплексом из северного крыла зоны. Возраст станового комплекса датируется на уровне 2 200—1 900 млн. лет

Таблица 1
ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД
УКТЫЧИНСКОЙ ГЛЫБЫ

Группа пород	Минеральные ассоциации
Обогащенные CaO	Диопсид—роговая обманка—плагиоклаз Роговая обманка—плагиоклаз Роговая обманка—биотит—плагиоклаз—кварц Роговая обманка—плагиоклаз—кварц Роговая обманка—биотит—плагиоклаз Роговая обманка—биотит—гранат—кварц Биотит—роговая обманка—плагиоклаз—калишпат—кварц
Глиноземистые	Гранат—биотит—плагиоклаз—кварц Гранат—силиманит—биотит—плагиоклаз—кварц Гранат—силиманит—кордиерит—биотит—кварц Биотит—мусковит—плагиоклаз—кварц Андалузит—биотит—плагиоклаз—кварц
Кварциты	Кварц—биотит Кварц—биотит—мусковит—плагиоклаз Кварц—биотит—роговая обманка—плагиоклаз

(97, 88, 96), что отвечает верхней половине нижнего протерозоя. В этой связи заслуживают внимания данные А. Н. Ефимова и Т. М. Тетяевой о присутствии в карбонатных породах на р. Шилке, в частности в пределах Уктычинской глыбы (устье р. Боты), остатков примитивных строматолитов, не встречающихся в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия (18). Условно эти строматолиты отнесены к среднепротерозойским формам, но, учитывая изложенные соображения, они могут оказаться и более древними.

Южное крыло. Метаморфические толщи этого возраста распространены только в южном крыле Монголо-Охотского глубинного разлома, где представлены двумя формационно различными комплексами: агинским и аргунским. Последние территориально разобщены и характеризуют собой различные структурно-формационные зоны обширной Монголо-Забайкальской области каледонид (29). Агинский комплекс размещается в пределах Хангайско-Агинской геосинклинальной зоны и выражен мощной серией зеленокаменных вулканогенно-терригенных формаций, сопровождаемой метагаббронидами, а местами и серпентинитами. В этом разрезе верхний протерозой (рифей) и нижний палеозой связаны постепенными переходами, и граница между ними практически не улавливается. Аргунский комплекс развит в Керулено-Аргунской геантиклинальной зоне и состоит из серии согласно чередующихся терригенных и карбонатных формаций относительно сокращенной мощности, датируемых в рамках от позднего рифея до венюка включительно (28, 55). Заметим, что некоторые исследователи спорят о представление о непрерывном строении этого разреза и отстаивают тезис о крупном перерыве и региональном несогласии, отделяющем терригенно-карбонатные формации рифея, нижнего и среднего кембрия от пестроцветной толщи фаунистически охарактеризованного венюка (26, 95). Такое мнение поддерживалось соображениями регионального геологического порядка, в основе которых лежал вывод об отсутствии фаунистически датированного ордовика во всем Монголо-Охотском поясе. Ошибочность этого вывода сейчас становится очевидной, так как датированные фауной отложения ордовика установлены в ряде мест Приохотья, Хингана и Монголии (11, 58, 79).

На территорию южного крыла Пришилкинской зоны попадают северо-восточные фланговые звенья обеих упомянутых структурно-формационных зон. Здесь они приобретают специфические особенности приразломных структур, постепенно сужаются и, наконец, полностью выклиниваются. Хангайско-Агинская геосинклинальная зона представлена здесь Борщовочным звеном (зоной), а Керулено-Аргунская геантиклинальная зона — Шилкинским звеном (зоной). Эти звенья (зоны) разобщены Уктычинской глыбой нижнепротерозойской консолидации, выступающей в качестве срединного массива.

Борщовочная зона. Агинский комплекс. Стратотипический разрез агинского комплекса изучен на юго-западном продолжении Борщовочной зоны в пределах Агинской зоны. Обычно в нем выделяются Кулиндинская и Ононская свиты (111), хотя известны и более развернутые стратиграфические схемы (В. А. Амантов, А. Н. Ефимов; Е. В. Барабашев, Н. А. Трушева; Д. И. Горжевский, Н. А. Фогельман, В. А. Варламов). Кулиндинская свита представлена переслаиванием различных зеленых сланцев эфузивного происхождения, которым подчинены филлитовидные сланцы, кварциты и мраморизованные известняки. Неполная мощность свиты оценивается в 3000 м. Ононская свита (3000—3500 м) образована ритмичным пере-

слаиванием кварцево-серицитовых, биотит-серицитовых и кремнисто-глинистых сланцев, метапесчаников, реже зеленых сланцев и мраморизованных известняков. В нижнем течении р. Онон кулиндинская свита слагает нижнюю часть комплекса и выше по разрезу постепенно сменяется ононской (57). Обратные взаимоотношения свит установлены Е. В. Барабашевым и Н. А. Трущевой в среднем течении р. Ага. Чаще всего свиты выходят в тектонических блоках и их взаимоотношения остаются неясными.

В Борщвочной зоне преимущественно развита кулиндинская свита. Прерывистой полосой она протягивается от низовьев р. Ингоды (86) по побережью р. Шилки, заметно расширяясь в бассейне р. Урульги и в районе г. Сретенска. На этом последнем участке она изучена В. Ю. Шенфилем и И. Д. Чапкисом, которые описали следующий разрез:

- | | |
|---|--------------|
| 1. Кварцево-биотитовые сланцы с прослойми кварц-биотит-актинолитовых сланцев | 400 м |
| 2. Зеленые сланцы с прослойми белых мраморизованных известняков и кварцево-биотитовых сланцев | более 1400 м |
| 3. Кварцево-биотитовые сланцы | 600 м |

Южнее г. Сретенска, в среднем течении р. Куренга, по данным тех же исследователей, дополненным более поздними материалами Г. Ф. Милина, разрез кулиндинской свиты наращивается ононской свитой, сложенной кварцево-биотитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами, микрогнейсами и кварцитами мощностью не менее 5000 м.

К северо-востоку от г. Сретенска отложения, эквивалентные кулиндинской и ононской свитам, выделяются в джорольскую свиту (Ю. Ф. Мисник, 1957). Ее стратотипический разрез описан по падям Джорол и Ненюка близ с. Фирсово:

- | | |
|---|-------------|
| 1. Переслаивание темно-серых тонкоплитчатых «шелковистых» кварцево-биотитовых и двуслюдянных сланцев, биотитовых гнейсов, зеленых тонколистоватых эпидот-актинолитовых, актинолит-хлорит-альбит-кварцевых сланцев и темно-зеленых массивных амфиболитов; редкие линзы известняков | Более 600 м |
| 2. Зеленые тонколистоватые актинолит-биотит-альбит-кварцевые, актинолит-эпидот-альбит-кварцевые, актинолит-эпидотовые и актинолит-хлоритовые сланцы, массивные, пятнистые и полосчатые амфиболиты, редкие прослои биотит-хлорит-кварцевых и кварц-слюдистых сланцев | 1800 м |
| 3. Биотитовые и двуслюдянные сланцы и биотитовые гнейсы. Более 500 м | |

Сходный разрез джорольской свиты изучен А. И. Шадриным на северо-восточном замыкании Борщвочной зоны в среднем течении р. Чача.

Как уже отмечалось, джорольская свита имеет тектонические взаимоотношения с нижнепротерозойскими породами Уктычинской глыбы и резко отличается от них более низким уровнем региональнометаморфических преобразований.

Метаморфизм и возраст агинского комплекса. Комплекс сложен метаморфическими образованиями первичновулканогенного и первичнотерригенного состава. К первым принадлежат разнообразные зеленые сланцы и амфиболиты, обладающие нематобластовой, лепидонематобластовой или гломеробластовой структурой; иногда сохраняются реликты бластиодиабазовой структуры (табл. 2).

Таблица 2

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД
АГИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Группа пород	Минеральные ассоциации
Зеленокаменные метавулканогенные	Актиноолит—эпидот—альбит— олигоклаз (№ 8—14)—кварц Актиноолит—эпидот Актиноолит—альбит—олигоклаз—кварц Актиноолит—эпидот—альбит— олигоклаз—хлорит Актиноолит—биотит—альбит— олигоклаз—кварц Эпидот—актиноолит—кальцит—кварц
Первичнотерригенные	Биотит—мусковит—хлорит— кварц Биотит—альбит—олигоклаз— кварц Гранат—биотит—мусковит— альбит—олигоклаз—кварц Кварц—биотит—мусковит

Ко второй группе относятся кварц-биотитовые, кварц-альбит-биотитовые, кварц-серицитовые сланцы и гнейсы, реже гранат-двуслюдянные сланцы и кварциты (см. табл. 2). Им свойственны лепидогранобластовые, реже порфиробластовые структуры. Несоизмеримо меньше развиты карбонатные породы.

Характерные парагенезисы минералов свидетельствуют о метаморфизме пород в условиях высокотемпературных субфаций фации зеленых сланцев и отчасти эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

О возрасте агинского комплекса говорят единичные находки остатков водорослей в Агинской зоне близ с. Хара-Шибири (В. А. Амантов, А. Н. Ефимов, Е. В. Барабашев, Н. А. Трушева). По мнению А. Н. Шевцовой, эти остатки являются катаграфиями, известными в отложениях верхнего рифея и нижнего кембрия. Известно также, что стратотипический разрез ононской свиты из окрестностей с. Усть-Борзя имеет согласные взаимоотношения с устьборзинской свитой, оха-

рактеризованной фауной нижнего и среднего девона (1). К этому можно добавить, что агинский комплекс достаточно уверенно сопоставляется с метаморфическими вулканогенно-терригенными толщами Северо-Восточной Монголии (харинская, дзиганская и хангайская серии), которые тесно связаны с фаунистически датированными отложениями верхнего рифея, кембрия и ордовика, выходящими по р. Джаргалантуй в зоне Баянхонгорского глубинного разлома (29).

Шилкинская зона. Аргунский комплекс. Отложения этого типа развиты в среднем и нижнем течении р. Шилки. Среди них наиболее распространены мраморизованные известняки и доломиты шилкинско-заводской (или кактолгинской) свиты, образующие почти непрерывные выходы в прибрежной полосе между с. Боты на западе и с. Горбица — на северо-востоке. Структурно они тесно связаны с Шилкинско-Газимурской ветвью разломов и подобно ей в бассейне р. Боты изменяют северо-восточное простиранье на субмеридиональное, в результате чего полоса этих пород круто изгибается к югу и довольно близко подходит к аналогичным отложениям Батаканского участка в Среднем Пригазимурье. Северо-восточное окончание прибрежной полосы карбонатных пород приурочено к «Горбичанской дуге», где полоса резко расширяется и распространяется на значительной площади Шилка-Газимурского междуречья.

Терригенные породы в составе комплекса имеют подчиненное развитие и в общих чертах сопоставимы с подобными образованиями агинского комплекса. Их положение в стратиграфическом разрезе изучено еще недостаточно. Большие затруднения возникают сейчас в отношении тиганской свиты, традиционно помещавшейся стратиграфически ниже шилкинско-заводской свиты. Такое соотношение свит наблюдалось в нескольких пунктах по р. Шилке, в частности на горе Масляной близ с. Боты. Однако в 1964 г. в районе с. Шилкинский Завод в стратотипическом разрезе тиганской свиты по падям Тиган и Урдюган Ю. Ф. Мисник обнаружил слои с многочисленной нижнеюрской фауной (68). Оказалось, что песчаники с фауной залегают совершенно согласно с остальной частью разреза и не отличаются от нее степенью метаморфических преобразований. Эта находка потребовала критического пересмотра сложившихся представлений о взаимоотношении тиганской и шилкинско-заводской свит. Предпринятые исследования показали, что многие поля тиганской свиты, заключенные в полосе между с. Боты и с. Шилкинский Завод, сложены глинисто-серийтовыми сланцами и песчаниками, метаморфизм которых отвечает нижней ступени зеленосланцевой фации и вполне сопоставим с уровнем метаморфизма нижнеюрских толщ, например чачинской свиты (см. ниже). Факт налегания шилкинско-заводской свиты на тиганскую не имеет однозначной интерпретации, поскольку вполне возможно допущение об аллохтонном залегании карбонатной толщи. В частности, возможным свидетельством надвигания известняков в районе г. Масляной является развитие в приконтактовой части тиганской свиты мелкой сложной складчатости, которая сильно дисгармонирует с общей довольно спокойной дислоцированностью свиты.

В самое последнее время установлен еще один чрезвычайно важный факт. В нескольких пунктах на левом берегу р. Шилки между с. Шилкинский Завод и пос. Усть-Кара нами и В. П. Полоховым выявлены фрагменты базального горизонта карбонатной свиты, представленного метаморфизованной дресвянистой массой и глыбовыми брекчиями, сложенными обломками кристаллических пород нижнепротерозойского фундамента. Гнейсы и кристаллические сланцы фундамента непосредственно контактируют с базальным горизонтом, хотя контактная поверхность обычно нарушена наложенными подвижками. Эти наблюдения требуют тщательной проверки, ибо из изложенного следует, что стратотип тиганской свиты в районе с. Шилкинский Завод не может согласно подстилать шилкинскозаводскую свиту и таким образом лишается своего традиционного положения в стратиграфическом разрезе.

Наряду с этим имеется, по крайней мере, один пункт (правобережье р. Шилки, падь Гала), где нормальное залегание известняков на тиганской свите вряд ли можно оспаривать. Однако здесь свита выглядит существенно иначе и сложена преимущественно тонкополосчатыми биотит-кварцевыми сланцами, содержащими прослои актинолит-биотит-альбит-кварцевых сланцев. Недавно установлено, что такого типа метаморфические сланцы протягиваются узкой полосой по обоим берегам р. Шилки между пос. Усть-Кара и с. Лужанки. Еще северо-восточнее подобные породы, по данным Е. М. Лейфмана, подстилают карбонатную кактолгинскую свиту в районе с. Горбица по пади Шальдемар. Следовательно, намечается полоса распространения тиганской свиты, отличающейся от своего стратотипа более высокой степенью метаморфизма, но занимающей положенное ей место в стратиграфическом разрезе. Важно добавить, что в таком виде она имеет большое сходство с онинской свитой из агинского комплекса, широко развитой в бассейне р. Куренга и к западу от г. Сретенска.

В районе с. Шилкинский Завод известняки и доломиты шилкинско-заводской свиты вверх по разрезу сменяются пачкой переслаивания графитистых сланцев, песчаников и известняков мощностью до 130 м. Мощный горизонт чистых графитовых сланцев (до 120 м) установлен Е. М. Лейфманом в кровле кактолгинской свиты вблизи с. Горбица. Согласно на нем залегает аркинская свита, сложенная биотитовыми и двуслюдянymi кристаллическими сланцами. Она образует крупные поля на левобережье р. Шилки и на территории Шилка-Газимурского междуречья. Имеющиеся здесь выходы графитовых сланцев являются объектами промышленного значения.

С учетом изложенных данных разрез аргунского комплекса в Пришилкинской зоне можно представить следующим образом:

1. Тиганская свита. Темно-серые тонкополосчатые биотит-кварцевые сланцы, прослои зеленовато-серых актинолит-биотит-альбит-кварцевых и актинолит-эпидот-кварцевых сланцев, ланзы мраморизованных известняков

около 1000 м
Приурочена преимущественно к правобережной части Пришилкинской зоны. Шилкинскозаводскую свиту подстилает неповсеместно.

2. Шилкинскозаводская (кактолгинская) свита. Светло-серые, молочно-белые, реже темно-серые и черные, массивные мелко- и скрыто-кристаллические мраморизованные известняки и доломиты, местами магнезиты. В верхах свиты переслаивание графитистых сланцев, кварцево-сернистовых песчаников и темных битуминозных известняков (до 130 м) или горизонт чистых графитовых сланцев (120 м). До 4500 м

3. Аркинская свита. Биотитовые, кварц-мусковитовые, двуслюдянные кристаллические сланцы, прослои карбонатных пород, кварцитов и кварцито-песчаников 900—4200 (?) м

Аргунский комплекс в Пришилкинской зоне фаунистически охарактеризован очень слабо. Можно сослаться только на сообщение А. Н. Ефимова и Т. М. Тетяевой о находке в районе с. Шилкинский Завод остатков нижнекембрийских строматолитов, онколитов и ката-графий в карбонатных породах шилкинскозаводской свиты (18). В связи с этим возникает потребность в увязке рассмотренной выше схемы со стратотипом комплекса, хорошо изученным в Аргунском звене Керулено-Аргунской зоны. В стратотипическом разрезе Приаргунья выделяются четыре согласно связанные друг с другом свиты: уровская (метаморфические сланцы и песчаники мощностью свыше 700 м), быстринская (доломиты, известняки; 1000 м), алтачинская (метаморфические сланцы, песчаники, прослои метаэфузивов; 1500 м), нерчинскозаводская (доломиты, прослои метаморфических сланцев; 1500 м). Все свиты содержат органические остатки, позволяющие датировать возраст комплекса в рамках от верхнего рифея до нижнего силура (венюка) включительно (29, 30, 31, 55). Две нижние свиты, датируемые в диапазоне от верхнего рифея до среднего кембрия, являются, по всей видимости, эквивалентами тиганской и шилкинскозаводской свит. Можно допустить также, что алтачинская свита, занимающая промежуточное положение в разрезе примерно на уровне верхнего кембрия и нижней части ордовика, стратиграфически соответствует аркинской свите, но более высокий метаморфизм последней затрудняет проведение такой аналогии. Очевидно, в этом проявляется специфическая особенность строения аргунского комплекса в Пришилкинской зоне.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

История изучения верхнего палеозоя в Пришилкинской зоне дает, пожалуй, наиболее выразительный пример чрезвычайно сложных и еще не до конца раскрытых геологических ситуаций, с которыми сталкивается исследователь в Восточном Забайкалье. Эта история отражает общую недостаточность наших знаний о геологии региона и поэтому очень поучительна. Остановимся на ее основных моментах.

Впервые мнение о возможном наличии верхнепалеозойских отложений в Пришилкинской зоне было высказано в 1930 г. Л. Д. Кипарисовой, обнаружившей на р. Куэнге плохо сохранившиеся остатки мшанок и криноидей предположительно верхнепалеозойского возраста. Годом позже к такому же допущению пришли Е. Н. Щукина и

Д. С. Соколов. Подтверждение этому удалось получить только в 1959 г., когда на р. Куэнга близ ст. Шапка В. Н. Козеренко, В. Ю. Шенфиль и Ю. Ф. Мисник собрали остатки брахиопод, принадлежащие, как показал М. В. Куликов, к пермскому виду *Rhynchopora lobagensis* Толм. (62). Однако после того, как в 1963 г. Г. В. Котляр и Л. И. Попеко повторили сборы из того же местонахождения, этот вывод был подвергнут сомнению. Определявшие фауну М. А. Ржонсицкая и Б. П. Марковский установили формы *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuilii* Мигсх., *Сатаготеочия* спр., характерные для верхов девона—низов карбона (44).

К этому времени основная дискуссия развернулась вокруг возраста чачинской свиты, выходящей к северо-востоку от г. Сретенска в среднем течении р. Чачи. Впервые описанная Б. А. Ивановым в 1936 г., она долгое время принадлежала к числу «немых» толщ и совершенно произвольно сопоставлялась с фаунистически охарактеризованными верхнетриасовыми отложениями с р. Куэнга. Лишь с 1957 г. начинается систематическое геологическое и палеонтологическое изучение свиты, обусловившее быстрое накопление нового материала и калейдоскопическую смену взглядов на возраст свиты. Не останавливаясь на подробностях дискуссии, которой посвящена специальная работа Ю. Ф. Мисника (69), отметим, что в ходе ее отстаивались главным образом два основных тезиса. Сторонники одного из них (В. Н. Козеренко, Ю. Ф. Мисник, А. И. Шадрин) приводили доводы в пользу пермского возраста чачинской свиты: заключение Е. М. Люткевича о принадлежности обнаруженной в свите фауны пелеципод к родам, близким к *Aviculopinna* и *Psychoya*; определение Е. Ф. Залесской-Чирковой, Е. С. Рассказовой и Г. П. Радченко растительных остатков *Walchia Angaropteridium cardiopteroides* Зал., *Belenopteris* и др.; наконец, выводы М. А. Седовой и Г. А. Орловой-Турчиной о пермском возрасте обильного спорово-пыльцевого комплекса, выделенного из свиты. Согласно другому тезису (И. Н. Тихомиров, Т. М. Окунева), свита имеет более древний возраст, датируемый в пределах верхов девона—низов карбона, о чем свидетельствовало заключение Б. В. Наливкина о присутствии в том же местонахождении пелеципод вида *Amnigenia catskillensis* Hall. Надо заметить, что ни одна из сторон не могла объяснить наличие в одном из сборов флоры остатков стеблей, близких к псилофитам, характеризующим верхи силура—низы девона (заключение Е. Ф. Залесской-Чирковой и Г. П. Радченко).

Неожиданная находка в чачинской свите нижнеюрских аммонитов (И. Г. Рутштейн, К. К. Анашкина, 1969) положила конец дискуссии. Однако признание нижнеюрского возраста чачинской свиты не разрешило тех неясностей и противоречий, которые выявились в процессе ее изучения. В будущем предстоит внимательно проанализировать все имеющиеся свидетельства о возможном присутствии в разрезе свиты отложений верхнего и среднего палеозоя и найти им удовлетворительное объяснение.

Резюмируя сказанное, приходится признать, что однозначно доказанный верхний палеозой в Пришилкинской зоне пока не обнаружен.

С известной условностью к нему мы относим отложения на р. Куэнга, разрез которых описан в 1959 г. Ю. Ф. Мисником вдоль выемки железной дороги между с. Верхняя Куэнга и ст. Шапка:

1. Нижняя часть разреза трансгрессивно перекрыта верхнетриасовыми отложениями. Видимый разрез начинается против северной окраины с. Верхняя Куэнга тонким переслаиванием зеленовато-серых тонколистовых хлорит-серицитовых сланцев, алевролитов, реже аспидных филлитовидных сланцев

Около 1000 м

2. Переслаивание пластовых тел (0,2—2 м мощностью) пепельно-серых с зеленоватым оттенком массивных диабазов с темно-серыми тонколистовыми кремнисто-глинистыми сланцами. Диабазы зелено-каменно изменены и сильно карбонатизированы

450 м

3. Аспидные глинисто-хлорит-серицитовые сланцы

140 м

4. Ритмичное чередование зеленоватых тонколистовых глинисто-хлорит-серицитовых сланцев и буровато-серых массивных кремнисто-серицитовых алевролитов; изредка встречаются маломощные (до 1 м) прослои серых мелкогалечных конгломератов, постепенно переходящие в алевролиты с гравийными обломками. В алевролитах содержится упомянутая выше фауна брахиопод, мшанок и криноидей

1300 м

5. Темно-серые массивные или слабо рассланцеванные туфы кислых эфузивов, полностью окремненные и карбонатизированные, переслаивающиеся с зеленовато-серыми хлорит-серицитовыми сланцами

180 м

Суммарная мощность составляет 3100 м.

Толща занимает четкую структурную позицию в шовной зоне глубинного разлома и имеет специфический разрез. Тем не менее за пределами бассейна р. Куэнга она пока не прослежена. Непосредственно к востоку рассматриваемая толща скрывается под мощным чехлом Делюнской депрессии, а на западе — теряется среди малоизученных метаморфических толщ Нерча-Куэнгинского междуречья и пока не выделена из разреза джорольской (кулиндинской) свиты. До сих пор не найдены ее прямые аналоги и в других частях Пришилкинской зоны, хотя литологически она в какой-то мере сопоставима с расположеннымми восточнее куйтунской и особенно никольской свитами, условно отнесенными к нижнеюрским отложениям.

ВЕРХНИЙ ТРИАС

Шовная зона. Фаунистически доказанный верхний триас широко распространен в западной части Пришилкинского звена глубинного разлома. Для выделения более древних отложений триаса нет достаточных оснований, хотя некоторые указания на этот счет имеются. Так, еще в 1931 г. появилось сообщение Е. Н. Щукиной и Д. С. Соколова о находке на р. Куэнга остатков хвощей, которые В. Д. Принада счел возможным датировать в рамках от верхнего палеозоя до триаса. В 1963 г. Г. В. Котляр и Л. И. Попеко собрали из того же местонахождения новую коллекцию флоры, в которой Г. П. Радченко определил

Equisetites sp., *Neocalamites* sp., возможно, принадлежащие к формам нижнего и среднего триаса. Настигивает однако то обстоятельство, что слои с указанными хвоющими залегают в основании мощной толщи, в отношении которой в последнее время появились серьезные соображения в пользу ее нижнеюрского возраста. Хотя никаких других органических остатков в этой толще пока не найдено, она по структурным и формационным признакам отчетливо сопоставляется с нижнеюрскими метаканской и чачинской свитами, которые, подобно ей, расположены в шовной зоне глубинного разлома и непосредственно сменяют ее в северо-восточном направлении.

Нужно упомянуть также о полученных недавно цифрах абсолютного возраста эфузивов куйтунской свиты*, выходящей в северном крыле Пришилкинской зоны, где она выполняет одноименный грабен, структурно сопряженный с шовным Чачинским прогибом (см. выше). Обращают на себя внимание три радиологических определения (235, 228 и 218 млн. лет), характеризующие стратиграфический диапазон от самих низов до верхов нижнего триаса. Правда, для этих же эфузивов получен и другой ряд цифр (182, 177, 175, 175, 161 млн. лет), которому отдано предпочтение при возрастной датировке куйтунской свиты (см. следующий раздел).

Охарактеризованные фауной отложения верхнего триаса протягиваются прерывистой полосой по левобережью р. Шилки от нижнего течения р. Куэнга до западных окрестностей ст. Сретенск. На западном продолжении этой полосы размещается Нижненингодинский верхнетриасовый прогиб (87), входящий уже в Ингодинскую зону Монголо-Охотского глубинного разлома. Их разделяют Арбагаро-Холбонская верхнемезозойская депрессия с еще неизученным фундаментом и примыкающий к ней в нижнем течении р. Нерчи выступ древних метаморфических образований, в составе которых вполне могут присутствовать метаморфизованные толщи верхнего триаса.

Наиболее представительный разрез верхнего триаса изучен по пади Бичектуй, правому притоку р. Куэнга. Здесь в 1928 г. К. Г. Войновским-Кригером и В. Н. Рудневым впервые в Забайкалье была найдена верхнетриасовая фауна. В 1930 г. участок посетила Л. Д. Кипарисова, составившая первый схематический разрез этих отложений (23). В 1959 г. он был существенно дополнен новыми наблюдениями Ю. Ф. Мисника, показавшими, в частности, что в нижнюю часть разреза должна включаться толща метаморфических пород, ранее относившаяся к «немому палеозою». В дополненном виде разрез имеет следующее строение:

1. Базальный горизонт темно-серых, почти черных дресвяников 45 м

2. Переслаивание зеленовато-кремовых мелкозернистых полимиктовых песчаников, песчанистых алевролитов и зеленовато-серых тонколистоватых глинисто-хлорит-серцитовых сланцев 820 м

* Наши пробы и пробы В. П. Полохова анализировались в масс-спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР (1971—1972).

3. Зеленовато-кремовые мелкозернистые полимиктовые песчаники 280 м
4. Неправильное чередование темно-серых тонколистоватых глинисто-серицитовых сланцев, темно-серых, иногда светло-серых и буро-вато-зеленых мелкозернистых полимиктовых песчаников, реже зелено-вато-серых хлорит-серицитовых сланцев 1640 м
5. Горизонт осадочных брекчий, содержащих мелкие (до 2,5 см) остругольные обломки сланцев и песчаников, сцементированные зелено-вато-серой мелкозернистой песчаниковой массой 8 м
6. Переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников, темно-серых и зеленовато-серых алевролитов и черных тонколистоватых аргиллитов; в верхах разреза появляются зелено-вато-серые туфы фельзитов, туфопесчаники, содержащие хорошо окатанные зерна кислых и средних эфузивов, скрепленные кремнисто-хлорит-серицитовым веществом. Среди пирокластолитов находятся два субвулканических пластовых тела дацитовых порфиров мощностью 90 и 70 м 1100 м

Суммарная мощность разреза около 3900 м. Средняя и верхняя части разреза охарактеризованы многочисленной фауной *Monotis ochotica Keys.*, руководящей формой перийского яруса (сборы и определения Л. Д. Кипарисовой и Т. М. Окуневой). Известны также единичные находки не очень надежных остатков карнийского вида *Monotis scutiformis Tell.*

Восточнее пади Бичектуй сокращенный разрез этих отложений описан в правом борту долины р. Куэнга вблизи с. Верхняя Куэнга, где, как отмечалось, они непосредственно контактируют с верхним палеозоем. Далее к востоку их фрагментарные выходы зарегистрированы в ряде пунктов по левобережью р. Шилки. Наиболее крупным и отлично обнаженным является участок возле с. Усть-Курлыча. В этом разрезе Н. И. Толстихиным, а позже Ю. Ф. Мисником собрана норийская фауна *Monotis ochotica Keys.*, *M. ussuricensis* var., *chankaika* Vаг. Наконец, самый восточный выход фаунистически доказанного верхнего триаса недавно закартирован И. Г. Рутштейном и К. К. Анашкиной у пос. Кокуй близ ст. Сретенск. Здесь выявлен базальный горизонт конгломератобрекчий, дресвянников и гравелитов, который выше сменяется переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Интересно, что этот блок верхнего триаса входит в непосредственный контакт с нижнеюрской матаканской свитой, однако характер взаимоотношений с ней изучен слабо.

К востоку от г. Сретенска отложения верхнего триаса появляются только в низовьях р. Шилки, уже в пределах Верхне-Амурской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома.

Юрские отложения занимают особое место в стратиграфии Восточного Забайкалья, так как их накопление совпадает с наиболее важным эпизодом в развитии региона, когда окончательная смена геосинклинального режима орогенным сопровождалась исключительно активным магматизмом и формированием главной массы рудных месторождений. Тектонический перелом, проявившийся на рубеже лейаса и доггера, зафиксирован в расчленении отложений юры на два комплекса: нижнеюрский и средне-верхнеюрский. Кроме того оформленся заключительный верхнеюрский—нижнемеловой комплекс.

Отложения нижней юры развиты как в шовной зоне глубинного разлома, так и в его обоих крыльях, но степень доказанности их в разных частях структуры далеко не одинакова. В шовной зоне к твердо установленной нижней юре относятся матаканская и чачинская свиты, образующие протяженную систему специфических приразломных прогибов. На их продолжении к юго-западу и северо-востоку в аналогичных шовных прогибах размещаются толщи, нижнеюрский возраст которых строго не доказан, но вполне допустим из-за близкого сходства структурно-формационных признаков. На юго-западном фланге к таким толщам следует причислить уже упоминавшуюся толщу с р. Куэнга, которая простирается далее в окрестности г. Нерчинска, а на северо-востоке — многочисленные тектонические пакеты терригенных пород в пределах «Горбичанской дуги».

В южном крыле Пришилкинской зоны фаунистически доказанная нижняя юра выходит в системе Шилкинско-Газимурского разлома возле с. Шилкинский Завод (чалбучинская свита). Возможная площадь ее распространения в этом районе, очевидно, значительно больше, если учесть соображения о стратиграфическом положении стратотипического разреза тиганской свиты (см. выше). В системе Борщовочного разлома нижнеюрские отложения образуют небольшой грабен у с. Кислый Ключ, а также, по всей видимости, слагают значительную часть разреза Ералгинской впадины. Наконец, к юго-востоку от Борщовочного разлома в тылу Пришилкинской зоны мощная толща нижней юры выполняет крупный Куренгинский прогиб, который структурно уже тесно связан с Центральным нижнеюрским прогибом Восточного Забайкалья.

В северном крыле глубинного разлома к нижней юре условно отнесена куйтунская свита, выполняющая одноименный грабен несколько севернее шовного Чачинского прогиба. Аналогичные отложения выходят в восточной части Ундургинской впадины, образуя в ней нижний структурный комплекс. Совсем недавно в этих отложениях была обнаружена нижнеюрская флора. Кратко остановимся на характеристике основных разрезов нижней юры.

Шовная зона. Чачинская свита. В среднем течении р. Чача ею сложен одноименный приразломный прогиб северо-восточного простириания, ограниченный на флангах прорывающими свиту гранитоидными массивами: Сретенским и Кара-Чачинским. К юго-западу и се-

веро-востоку от массивов прямым продолжением этого прогиба соответственно являются Матаканский и Карийско-Куларкинский прогибы. Первый из них сложен матаканской свитой, описанной ниже, второй — отложениями, сохранившими за собой название чачинской свиты. Общая протяженность Чачинского и Карийско-Куларкинского прогибов (с учетом разделяющего их Кара-Чачинского массива) близка к 100 км при ширине до 9 км; в направлении на северо-восток ширина прогиба сужается до 1 км.

Чачинская свита была впервые описана в 1936 г. Б. А. Ивановым, в дальнейшем изучалась Ю. А. Куликовым, Ю. Ф. Мисником, И. Н. Тихомировым, А. И. Шадриным, В. Ю. Шенфилем, И. Г. Рутштейном, К. К. Анашкиной. В наиболее полном виде свита выходит по р. Чача и ее правому притоку пади Дюлюшма в окрестностях с. Бори, где, по данным Ю. Ф. Мисника (1957), характеризуется следующим образом:

1. Нижняя конгломератовая толща. Темно-серые очень плотные разногалечные и валунные конгломераты, преимущественно с песчаниковым цементом. Редкие прослои гравийных песчаников и темно-серых филлитовидных сланцев 2000 м

2. Переходная пачка. Переслаивание темно-серых мелкогалечных конгломератов с глинистым, реже песчаниковым цементом, темно-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников и темно-серых тонкоплитчатых филлитовидных сланцев 200 м

3. Сланцевая толща. Темно-серые тонкоплитчатые филлитовидные сланцы с подчиненными прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников 800 м

4. Верхняя конгломератовая толща. Переслаивание мелкогалечных, обычно рассланцованных конгломератов с расплющенной «хвостатой» галькой, полимиктовых песчаников и филлитовидных сланцев 500 м

Общая мощность свиты достигает 3500 м.

В этом разрезе сделаны основные находки ископаемой фауны и флоры, послужившие поводом для дискуссии о возрасте свиты (см. выше). В сланцевой толще близ с. Бори обнаружена и фауна аммонитов (И. Г. Рутштейн, К. К. Анашкина, 1969), определившая современную датировку свиты. Следует заметить, что авторы сборов аммонитов предложили принципиально иную трактовку разреза свиты. По их мнению, имеющиеся здесь признаки опрокинутого залегания слоев свидетельствуют об обратных соотношениях конгломератовых и сланцевой толщ. Нам кажется, что для такого вывода нет достаточных оснований, так как зарегистрированные элементы опрокинутого залегания слоев могут свидетельствовать о развитии достаточно сложной опрокинутой складчатости, вовсе не нарушающей общей последовательности толщ в разрезе.

По простиранию свита закономерно изменяет свой состав и мощность. На западном фланге Чачинского прогиба в бассейне падей Джорол и Ургуна нижняя конгломератовая толща становится мелкообломочной, насыщается прослоями песчаников и филлитовидных

сланцев, ее мощность сокращается до 700 м, тогда как мощность сланцевой толщи возрастает до 1800 м; верхняя конгломератовая толща полностью выпадает из разреза и общая мощность свиты сокращается до 2500 м. На северо-востоке, в пределах Карийско-Куларкинского прогиба, по данным А. И. Шадрина, видимая мощность свиты сокращается до 400 м, причем основную часть разреза здесь слагают разногалечные и валунные конгломераты, которым подчинены прослои мелкозернистых песчаников и филлитовидных сланцев. Важная фациальная перемена происходит на северо-восточном замыкании этого прогиба в бассейне пади Куларки, где обычные для свиты сероцветные фации замещаются зеленосланцевой туфоконгломератовой толщей.

К северо-востоку от Карийско-Куларкинского прогиба в системе «Горбичанской дуги» расположен Чернореченский грабен (низовья р. Черной), сложенный сероцветными разногалечными конгломератами мощностью до 500 м. Такое же выполнение имеют многочисленные «клиновидные» грабены в районе с. Горбица. Существенно иначе выглядит Никольский грабен, самый удаленный к северо-востоку прогиб шовной зоны. Образующие его рассланцованные зелено-каменноизмененные эфузивы и туфы основного состава мощностью около 500 м в какой-то мере сопоставимы с зеленосланцевой толщей из восточной оконечности Карийско-Куларкинского прогиба, но в еще большей степени похожи на куйтунскую свиту.

Матаканская свита. Выполняет одноименный прогиб, продолжающий Чачинский прогиб с противоположной (юго-западной) стороны Сретенского массива. В бассейне пади Матакан он расширяется до 9 км и сужается в юго-западном направлении, почти полностью перекрываясь близ с. Усть-Наринзор верхнемезозойскими отложениями Делюнской депрессии. В южном борту прогиба выходит, как отмечалось, фаунистически охарактеризованная толща верхнего триаса.

Название свиты предложено в 1959 г. В. Ю. Шенфилем, ему же принадлежит первая находка в ней флоры *Cladophlebis* sp. cf. *C. whitbiensis* V. gong., *Pithyophyllum* ex gr. *kordens* Hindl., *Podozamites* sp. и др., характеризующей, по мнению И. Н. Сребродольской и Г. П. Радченко, нижнюю и среднюю юру. Десять лет спустя эта датировка была уточнена благодаря собранной И. Г. Рутштейном и К. К. Анашкиной фауны лейасовских аммонитов.

Стратиграфия свиты в северо-восточной части прогиба изучена Ю. Ф. Мисником (1959). Наиболее полный разрез описан им по пади Зергун, левому притоку пади Матакан, где обнажаются:

1. Мелкогалечные конгломераты, переслаивающиеся с темно-сереневыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, иногда содержащими редкую мелкую гальку и гравий 120 м

2. Темно-серые, почти черные тонкоплитчатые филлитовидные сланцы и подчиненные им пачки темно-серых алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников; изредка встречаются маломощные (первые метры) горизонты светло-серых плотных туфопесчани-

ков. В верхах разреза имеется горизонт светло-серых плотных альбитофирам мощностью 30 м
Около 2700 м
Определить суммарную мощность свиты затруднительно из-за слабой обнаженности внутренней и южной части прогиба.

В юго-западном направлении происходит быстрое изменение фациального облика свиты. На водоразделе падей Матакан и Мыгжа филлитовидные сланцы утрачивают доминирующее положение и подчиняются гравелитам и крупнозернистым полимиктовым песчаникам, содержащим несортированные угловатые обломки алевролитов и аргиллитов. В нижней части разреза с ними переслаиваются мелкогалечные конгломераты, а в верхней — пластовые тела буровато-серых альбитофирам. Видимая мощность свиты сокращается до 900 м.

Толща с р. Куэнга. Расположена в шовной зоне глубинного разлома непосредственно на юго-западном продолжении матаканской свиты, почти стыкается с ней в окрестностях с. Усть-Наринзор. Уже отмечалось (см. раздел «Верхний палеозой»), что содержащиеся в низах толщи остатки флоры, правда очень плохой сохранности, отнесены к нижнетриасовым формам. Однако здесь же на р. Куэнга имеются прямые наблюдения, свидетельствующие о принадлежности охарактеризованных слоев к мощному комплексу осадочно-вулканогенных и субвулканических образований; последние, в свою очередь, прорывают филлитовидные сланцы, совершенно идентичные сланцам чачинской и матаканской свит. Пока неясно, следует ли относить осадочно-вулканогенный комплекс к разделу нижней юры и считать его более мощным эквивалентом вулканических пород, зарегистрированных в верхах матаканской свиты, либо выделять его в самостоятельную толщу, сопоставимую с вулканогенными образованиями средне-верхнеюрского возраста. Хотя предпочтительнее, на наш взгляд, выглядит второе допущение, имеет смысл привести здесь разрез в полном виде, как он наблюдается в скальных выходах вдоль железной дороги по правому борту р. Куэнга, а также в устье пади Чехова (по Ю. Ф. Миснику, 1959):

1. Темно-зеленые рассланцованные диабазовые порфириты, туфоловы и туфы основного состава, сменяющиеся выше буровато-серыми пепловыми туфами кислых лав, туфоконгломератами, туфопесчаниками и кремнисто-углистыми туфосланцами. Последние содержат обугленные остатки плохо сохранившейся флоры хвощей

Примерно 250 м

2. Переслаивание бурых (измененных) и серых очень плотных кислых лав, их туфов и тонкоплитчатых хлорит-кремнистых сланцев

2200 м

Эти породы прорваны несколькими субвулканическими телами фельзитов, по составу идентичных лавам. Одно из них прорывает черные тонкоплитчатые филлитовидные сланцы, на что указывает апофизный характер контактовой поверхности и присутствие ксенолитов сланцев в эндоконтактовой кайме субвулканического тела. Далее в правом борту р. Куэнга обнажаются черные и темно-серые филлитовидные

сланцы, переслаивающиеся с зеленовато-серыми хлорит-кремнистыми сланцами. Не менее 500 м

В самое последнее время на юго-западном продолжении этой толщи нами описана идентичная толща филлитовидных и хлорит-кремнистых сланцев на р. Нерча близ г. Нерчинска.

Южное крыло. Шилкинско-Газимурская система разломов. Чалбучинская свита. Выходы чалбучинской свиты традиционно ограничивались небольшим участком в нижнем течении р. Чалбуча недалеко от с. Шилкинский Завод. Ее разрез изучен Ю. Ф. Мисником (1957) и И. Н. Тихомировым (1961):

1. Черные тонкоплитчатые аргиллиты с подчиненными прослойми зеленовато-серых аркозовых песчаников, реже гравелитов. Местами в основании присутствует слой рыхлых дресвяников. В гравелитах встречена плинсбах-домерская фауна морских пелеципод: *Plicatula (Harpax) laevigata* Orb., *Pl. (H.) aff. spinosa* Sow., *Pl. (H.) aff. terquemii* Desnill (сборы И. Н. Тихомирова, определение Т. М. Окуневой) 350 м

2. Переслаивание черных аргиллитов и серых мелкозернистых аркозовых песчаников с постепенным усилением вверх по разрезу роли последних. В верхней части разреза обнаружена тоарская фауна гастропод *Amberleya cf. ovalis* Psel. (сборы Ю. Ф. Мисника, определение Т. М. Окуневой) 450 м

На чалбучинской свите несогласно залегает базальный горизонт туфоконгломератов вулканогенной урдюганской свиты.

В 1964 г. Ю. Ф. Мисник обнаружил новый участок чалбучинской свиты, расположенный на водоразделе падей Тиган и Урдюган (68). В отличие от прежнего участка он находится в поле развития тиганской свиты и структурно неотделим от нее. В гравелитах и песчаниках этого участка встречена обильная фауна морских пелеципод *Oxytoma cygnipes* var. *ussuriensis* Vog и брахиопод *Rhynchonella perdix* Süss., свидетельствующая о среднелейасовом возрасте отложений (определения Т. М. Окуневой и Н. П. Кянсеп-Ромашкиной). Характерно, что слои с фауной идентичны аналогичным породам из стратотипического разреза чалбучинской свиты и вместе с тем не отличаются от заключающих их пород тиганской свиты. Этот факт наводит на мысль, что чалбучинская свита распространена значительно шире, чем считалось раньше, и пока не выделена из состава тиганской свиты (см. раздел «Верхний протерозой—нижний палеозой»).

Борщовочная система разломов. Толща у с. Кислый Ключ. Обнажается в среднем течении р. Куренга в небольшом тектоническом блоке, приуроченном к коленчатому изгибу главной ветви Борщовочного разлома. По данным В. Ю. Шенфиля (1959) и Г. Ф. Милина (1972), толща характеризуется таким разрезом:

1. Базальный горизонт валунно-галечных конгломератов, содержащих хорошо окатанную гальку, сцементированную плотным песчанико-глинистым цементом. 250 м

2. Неритмичное чередование темно-серых аргиллитов, алевролитов и разнозернистых полимиктовых песчаников, переходящих в гравелиты. В аргиллитах собрана ископаемая флора хорошей сохранности нижнеюрского облика (предварительное определение)	170 м
3. Разногалечные конгломераты с редкими прослоями песчаников	770 м
4. Переслаивание конгломератов, разнозернистых песчаников и алевролитов	450 м
5. Разногалечные конгломераты, прослои песчаников	1470 м
6. Переслаивание конгломератов, песчаников, аргиллитов	320 м

Видимая мощность толщи превышает 3200 м.

В верховьях пади Бармашей эта толща прорвана юго-западной частью Удирингинского гранитного массива. Вблизи противоположного края последнего расположена Ералгинская тектоническая впадина, контролируемая одним из ответвлений этой же системы разломов. Выполняющая впадину ералгинская свита в общих чертах сопоставима с только что описанной толщиной, но имеет и отличия, сближающие ее с более молодыми «депрессионными» отложениями. Фациальный состав свиты и ее мощность меняются по простиранию впадины. Наиболее полный разрез описан по пади Аксенова, левому притоку р. Ералга (Ю. Ф. Мисник, 1957—1963):

1. Базальный горизонт мелкогалечных конгломератов и дресвянников	35 м
2. Темно-серые и черные тонкослоистые аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов. В аргиллитах фауна пресноводных моллюсков <i>Pseudocardinia</i> , <i>Ferganoconcha Sibirica</i> , свидетельствующих, по Ч. М. Колесникову, о нижнесреднеюрском возрасте пород	220 м
3. Светло-серые, почти белесые туфы кварцевого порфира, переслаивающиеся с черными тонкослоистыми аргиллитами	25 м
4. Переслаивание черных тонкослоистых аргиллитов, темно-серых и пепельно-серых алевролитов и зеленовато-серых крупнозернистых и гравийных песчаников	290 м
5. Разногалечные, преимущественно крупногалечные конгломераты	1050 м

Видимая мощность 1600 м.

В смежном разрезе по пади Выездной в алевролитах из нижней части свиты собраны остатки насекомых и ихтиофауны, не имеющие четкого стратиграфического положения, но позволяющие допустить более молодой, средне-верхнеюрский возраст свиты.

На северо-восточном фланге Борщовочной системы разломов находится Ушмунский грабен. Узкой полосой он протягивается в нижнем течении р. Чача, южнее и параллельно Чачинскому прогибу, с которым структурно тесно связан. Выполнен он филлитовидными сланцами и песчаниками, совершенно подобными породами чачинской свиты. Ви-

димая мощность толщи достигает 1500 м. Ископаемых остатков в ней пока не обнаружено.

Северное крыло. Куйтунская свита. Свита выполняет однотипный грабен, расположенный к северу от Чачинского прогиба. В ее разрезе, по данным А. И. Шадрина (1961) и В. Ю. Шенфиля (1962), выделяются две толщи; наземная вулканогенно-терригенная (переслаивание рассланцеванных порфиритов, конгломератов, туфо-песчаников и туфосланцев) мощностью до 1500 м и эфузивно-экструзивная, представленная лавами и лавобрекчиями кварцевых порфиров и липаритов, мощность которой ориентированно оценивается в 500 м. Повсеместно толщи разграничены разломом, но, судя по ксенолитам порфиритов и туфосланцев в лавах липаритов, эфузивно-экструзивная толща является более молодой. В свите не обнаружены определимые органические остатки, а полученные недавно радиологические данные весьма противоречивы (см. раздел «Верхний триас»). Решающим доводом в пользу нижнеюрского возраста свиты является ее достаточно хорошая сопоставимость с толщей из Ундургинской впадины, в которой недавно найдена флора нижней юры (р. Черная, В. С. Шмарлин, 1971).

СРЕДНЯЯ – ВЕРХНЯЯ ЮРА

К средне-верхнеюрскому комплексу принято относить преимущественно вулканогенные образования наземной липарит-андезитовой серии, занимающие в стратиграфическом разрезе промежуточное положение между фаунистически датированными комплексами нижней юры и верхней юры — нижнего мела. От нижнеюрского рассматриваемый комплекс отделен резким стратиграфическим несогласием, в котором зафиксирован переход всего региона от остаточно-геосинклинального режима к принципиально новому, орогенному этапу развития. Менее четко выражено несогласие с верхним, так называемым «депрессионным» комплексом, представляющим собой типичную континентальную молассу, возникшую в компенсационных тектонических впадинах по периферии растущих орогенных поднятий сводово-глыбового типа. В этих впадинах оба комплекса нередко обнаруживают тесные пространственные и структурные связи, что не позволяет резко отделить их друг от друга. Основное различие комплексов заключается в том, что средне-верхнеюрский связан во времени с формированием основной массы интрузивных и автохтонных plutонов, даек и субвулканических тел, а «депрессионный» является по существу постинтрузивным, хотя и в его строении принимают участие эфузивные фации. Последние не всегда легко отличить от близких по составу вулканитов средне-верхнеюрского комплекса. Во многих случаях отмечается приуроченность роев даек и интрузивных штоков к бортовым частям вулканогенных впадин, нередко они проникают внутрь них, образуя рвущие взаимоотношения с вулканитами. При этом нельзя не заметить очень большое фациальное сходство интрузивов и вулканитов, часто укладывающихся в непрерывный ряд фаций.

Средне-верхнеюрский вулканогенный комплекс выявлен во всех основных структурах Пришилкинской зоны. В южном крыле он широко распространен в системе Шилкинско-Газимурского разлома, где образует протяженные тектонические пакеты и линзы, обрамляющие «депрессионные» грабены Ботовско-Карийской впадины. Возле с. Шилкинской Завод выходит стратотип комплекса — урдюганская свита, заключенная в фаунистически доказанные рамки, каковыми являются чалбучинская и усть-карская свиты. С последней урдюганская свита пространственно тесно связана и сопровождает ее на всем протяжении Ботовско-Карийской впадины.

В системе Борщевочного разлома аналогом урдюганской свиты является так называемая «шадоронская серия», выполняющая широкую Талангуе-Куренгинскую впадину вдоль южного обрамления Ундино-Даинской «депрессионной» впадины. На участке «Сретенской сигмоиды» обе эти впадины замыкаются, и на их северо-восточном продолжении находятся две прерывистые полосы вулканитов. Более южная, пересекающая Уктычинское поперечное поднятие, представлена многочисленными тектоническими линзами субвулканических тел и экструзивов липаритового состава. Рой этих тел достигает юго-западной оконечности Ботовско-Карийской впадины и продолжается в ее пределах в форме тектонических линз урдюганской свиты. Северная ветвь вулканитов обнаруживается в Ералгинской впадине, где эфузивы и субвулканы среднего и кислого состава образуют почти сплошную кольцевую постройку, окаймляющую внутреннюю структуру впадины по типу кальдеры.

В шовной зоне глубинного разлома средне-верхнеюрский комплекс распространен только в пределах Нерчинского сегмента. К нему относятся уже упоминавшиеся кислые и основные вулканиты и пирокласты с р. Куэнги, прорывающие к северу от ст. Шапка толщу филлитовидных сланцев, сопоставимых с чачинской свитой. На западном фланге этой вулканической полосы, по периферии Арбагаро-Холбонской депрессии закартирован ряд узких клиновидных грабенов с аналогичным эфузивно-туфогенным заполнением (пади Княжья, Телембинская, Сальникова, Апрелкова, гора Савватеева).

В северном крыле вулканогенные образования рассматриваемого комплекса залегают в основании разреза Оловской депрессии и выполняют западную часть Унтургинской впадины. По-видимому, к ним же относятся обрывки вулканических структур в верховьях р. Кара, но надо иметь в виду, что на их юго-западном продолжении расположен вулканогенный Куйтунский грабен, возрастное положение которого пока однозначно не определено.

Южное крыло. Система Шилкинско-Газимурского разлома. Урдюганская свита. Стратотипический разрез изучен в пределах Урдюганского грабена, узкой полосой протянувшегося по левому берегу р. Шилки вблизи с. Шилкинский Завод. Вдоль северо-западного края грабена расположена прерывистая цепочка разобщенных выходов фаунистически охарактеризованной чалбучинской свиты, на размытой поверхности которой с угловым несогласием

залегает вулканогенная урдюганская свита. Непосредственный контакт наблюдается в низовьях пади Чалбуча, где на песчаниках и аргиллитах чалбучинской свиты с размывом лежат (Ю. Ф. Мисник, 1957—1963):

- | | |
|--|------------|
| 1. Разногалечные слабосортированные конгломераты, прослои зеленовато-серых туфобрекций и туфопесчаников | 120 м |
| 2. Темно-серые плотные кварцевые андезитовые порфиры и трахиандезиты, пестроокрашенные пепловые туфы | 100 м |
| 3. Дацитовые порфиры и их туфы | 100 м |
| 4. Туфобрекции, состоящие из угловатых обломков кислых лав, их туфов и ксеногенных включений, сцементированных микрофельзитовой массой | Более 40 м |

Верхняя часть урдюганской свиты находится под надвинутым пакетом известняков шилкинско-заводской свиты. Северная оконечность Урдюганского грабена в устье пади Тиган достигает подножий горы Точильной, сложенной «депрессионной» усть-карской свитой. Непосредственный контакт между этими свитами не установлен, однако, более нижнее стратиграфическое положение урдюганской свиты доказывается присутствием обломков легко опознаваемых кварцевых андезитовых порфиритов в конгломератах усть-карской свиты. Возрастной диапазон урдюганской свиты подтверждается данными радиологического изучения андезитовых порфиритов из разреза по пади Чалбуча, абсолютный возраст которых характеризуется цифрами 160 и 149 млн. лет*.

Система Борщовочного разлома. Шадоронская серия. Под этим названием выделяется мощный вулканогенный комплекс, слагающий в бассейне р. Унда обширную Талангую-Куренгинскую впадину северо-восточного простирания. По данным В. Д. Гунбина и Л. Ф. Чербяновой, серия имеет трехчленное строение:

1. Туфогенно-осадочная толща. Конгломераты, туфы.
2. Порfirитовая толща. Порfirиты (андезиты), туфоловы, лавобрекции, лавоконгломераты, туфобрекции, реже туфы.
3. Туфогенно-осадочная толща. Туфопесчаники, туфоконгломераты, туфоловы, туфы, прослои андезито-дацитов.

Суммарная мощность серии в районе г. Балея около 2000 м.

На юго-восточной окраине впадины возле с. Шелопугино шадоронская серия с резким угловым несогласием залегает на конгломератах верхнегазимурской свиты, имеющей среднеюрский возраст.

Вдоль северо-западного фронта впадины серия трансгрессивно перекрыта «депрессионными» отложениями Ундино-Дайнской впадины. В нижней и верхней толщах серии собраны остатки растений юрского, ближе неопределенного возраста (находки Ю. П. Писцова, Н. Т. Жуковского, Ф. В. Старицына и др.). Более точные указания на возраст серии дают результаты радиологического изучения вулканитов средней толщи: для трахиандезито-базальта из низовьев пади Талангуй полу-

* Две наши пробы анализировались в масс-спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

чена цифра 150 млн. лет, для андезито-дацита с устья пади Мунга — 154 млн. лет (102).

Шовная зона. Выше (см. раздел «Нижняя юра») приводился разрез толщи вулканитов с р. Куэнга, возраст которой с известной долей условности может считаться средне-верхнеюрским. На западном продолжении этой толщи разрозненные выходы вулканогенного комплекса установлены по периферии Арбагаро-Холбонской депрессии. По данным Н. А. Фогельман, В. Ф. Климова, Ф. А. Маженштейна и других, здесь в разрезе комплекса выделяются:

1. Андезитовые порфиры, дацитовые порфиры, лавобрекции, туфы, реже альбитофиры.

2. Туфобрекции, туфоконгломераты, туфопесчаники, дацитовые порфиры.

Неполная мощность разреза превышает 250 м.

Имеется одно определение абсолютного возраста дацитового порфира — 151 млн. лет (102).

Северное крыло. Оловская впадина. Впадина выполнена мощной вулканогенно-осадочной серией, нижняя часть которой (оловская свита), отделенная от вышележащей части размывом и угловым несогласием, принадлежит к средне-верхнеюрскому комплексу. Как показали исследования В. М. Бут, И. Д. Пельменева и К. Г. Сатфеева (1965), свита начинается грубоалунными конгломератами, переходящими выше в мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники, которые в свою очередь сменяются липаритовыми туфоловами и перлитами. М. В. Шумилов включает в разрез также покровы порфиритов и оценивает мощность свиты в 400 м. О возрасте свиты можно судить по единичной цифре абсолютного возраста порфиритов — 172 млн. лет (102).

ВЕРХНЯЯ ЮРА—НИЖНИЙ МЕЛ

«Депрессионный» комплекс верхней юры—нижнего мела размещается в тех же тектонических впадинах, к которым приурочен описанный вулканогенный комплекс, что свидетельствует о существовании между ними достаточно тесных структурных связей и служит указанием на унаследованность развития крупных компенсационных форм орогенного сооружения Пришилкинской зоны. Внутри впадин взаимоотношения комплексов выражены по-разному. В одних случаях «депрессионные» отложения залегают регressive, выполняя внутренние части вулканогенных впадин, в других — имеют более широкое распространение, трангрессивно перекрывая вулканиты. Местами бассейн депрессионных накоплений несколько смещается относительно вулканогенных грабенов и трангрессивно перекрывает лишь их периферические части.

Южное крыло. Система Шилкинско-Газимурского разлома. Ботовско-Карийская впадина. Впадина состоит из цепочки вытянутых вдоль берега р. Шилки тектонических мульд,

среди которых относительно хорошо изучена Кариjsкая мульда, выполненная усть-карской свитой. Разрез свиты фациально неустойчив. В юго-западном крыле мульды возле пос. Усть-Карск обнаруживаются (Ю. П. Писцов, 1960, Ю. Ф. Мисник, 1961):

1. Зеленовато-серые грубозернистые песчаники и серые плотные алевролиты, линзы мелкогалечных конгломератов	75 м
2. Покров порфиритов	7 м
3. Грубозернистые песчаники и гравелиты	20 м
4. Покров зеленовато-серых миндалекаменных андезито-базальтов с горизонтами лавобрекчий	140 м
5. Буровато-серые грубозернистые и гравийные песчаники	30 м
6. Покров зеленовато-серых и сургучно-красных андезито-базальтов и андезитовых порфиритов с горизонтами лавобрекчий	175 м
7. Буровато-серые аркозовые гравелиты, переслаивающиеся с мелкогалечными конгломератами	50 м
8. Черные и белесые пепловые туфы с отпечатками филлопод	2 м
9. Буровато-серые грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, прослои мелкозернистых песчаников	325 м
10. Буровато-серые пепловые туфы с отпечатками филлопод	3 м
11. Буровато-серые и зеленовато-серые гравелиты и мелко-среднегалечные конгломераты с редкими прослоями серых мелкозернистых песчаников	125 м

Мощность разреза превышает 900 м.

Северо-восточное крыло мульды, по данным Ю. П. Писцова и Ю. Ф. Мисника, имеет иной разрез:

1. Зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с примесью туфогенного материала	50 м
2. Покров темно-серых андезитовых порфиритов	50 м
3. Переслаивание зеленовато-серых грубозернистых аркозовых песчаников и мелкогалечных конгломератов	400 м
4. Покров зеленовато-серых массивных андезито-базальтов с горизонтами агломератовых туфов	50 м
5. Переслаивание грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов	500 м
6. Тонкое переслаивание светло-серых мелкозернистых аркозовых песчаников, темно-серых массивных алевролитов и черных тонкослоистых аргиллитов. В верхах пачки породы приобретают зеленовато-серую окраску	

Мощность свиты в этом разрезе превышает 1200 м.

В соседней с юго-запада Берейнской мульде усть-карская свита обнажается в утесе Полосатик (Ю. П. Писцов, Ю. Ф. Мисник):

1. Покров зеленовато-серых с лиловым оттенком миндалекаменных андезито-базальтов. Миндалины (1—3 см, иногда до 20 см в длину) выполнены кальцитом, халцедоном, изредка аметистом. Более 15 м	
2. Темно-серые тонкоплитчатые известковистые алевролиты с правильной параллельной слоистостью	10 м

3. Тонкое переслаивание светло-серых грубозернистых песчаников с грубой горизонтальной, местами косоволнистой слоистостью, серых мелкозернистых песчаников и темно-серых тонкоплитчатых известковистых алевролитов 40 м
4. Синевато-серые тонкослоистые алевролиты с мелкими линзами мелкозернистых песчаников. Слоистость алевролитов параллельная, местами косоволнистая. На поверхности слоев имеются многочисленные трещины усыхания 60 м
5. Светло-желтые плотные, иногда пористые туфы кислого состава 15 м
6. Покров миндалекаменных андезитовых порфириров с горизонтом лавобрекций. Миндалины сложены кальцитом, хлоритом и халцедоном 10 м
7. Зеленовато-серые гравелиты, переслаивающиеся с мелкогалечными конгломератами и грубозернистыми песчаниками 130 м
8. Покров зеленовато-серых и сиреневых сильно пористых андезитовых порфириров с горизонтом лавобрекций. Поры выполнены кальцитом, халцедоном и медистыми охрами. Порода сильно эпидотизирована 50 м

Общая мощность разреза более 300 м

В обеих мульдах усть-карская свита трангрессивно, местами со скрытым несогласием перекрывается конгломератами и фангломератами шилкинской свиты (верхняя часть нижнего мела). Такие же взаимоотношения наблюдаются в Кумской мульде, расположенной на юго-западном замыкании Ботовско-Карийской впадины. Выходящие в нижнем течении пади Боты пестроокрашенные миндалекаменные андезитовые порфириты, лавобрекции и пирокластолиты этих лав мощностью в несколько сотен метров перекрываются крупногалечными и валунными конгломератами шилкинской свиты мощностью до 900 м (Ю. Ф. Мисник, 1958).

Как отмечалось, в пепловых туфах усть-карской свиты содержатся остатки пресноводной фауны филlopод. В собранных коллекциях, принадлежащих Ю. П. Писцову, И. И. Муратовой, С. С. Красинцу, С. Г. Мирчинк, Ю. Ф. Миснику и А. Н. Олейникову, были определены виды *Nestoria krasinetzi* Nov., *Pseudestheria discoidalis* Nov., *Ps. cf. forbesi* (Jones) и др. По мнению Н. И. Новожилова и С. С. Красинца, родовой состав фауны свидетельствует о нижнемеловом возрасте свиты. Иного взгляда придерживаются А. Н. Олейников и В. С. Заспелова, считающие более правильным относить эту фауну к верхнеюрским формам. В связи с этим возраст усть-карской свиты пока условно датируется как верхнеюрский—нижнемеловой.

Система Борщовочного разлома. Ундино-Дайнская впадина. Впадина смешена к северу относительно вулканогенной Талангуе-Куренгинской впадины и протягивается вдоль южного склона Борщовочного сводового поднятия. В бассейне р. Унда выполняющие ее «депрессионные» отложения характеризуются следующим разрезом

(по П. С. Бернштейну и С. Г. Мирчинк, с дополнениями Ю. П. Писцова, А. Н. Олейникова и Ф. В. Старицына):

1. Верхнеундинская свита. Переслаивание песчаников, туфопесчаников, мелкогалечных конгломератов, покровов массивных и миндалекаменных андезитов и андезито-базальтов с горизонтами лавоконгломератов.

2. Тергенская свита. Конгломераты и песчаники, фациально замещающие друг друга.

3. Балейская свита. Ритмичное чередование песчаников, конгломератов и алевролитов, прослои пепловых туфов. Суммарная мощность разреза, по оценке Ю. П. Писцова, составляет 1450—1900 м.

Эти отложения трансгрессивно залегают на вулканогенной шадоронской серии и в свою очередь несогласно перекрыты грубообломочной шилкинской свитой. Собранные в «депрессионных» свитах многочисленная фауна филlopод и пресноводных моллюсков из рода *Arguniella* в совокупности с остатками ископаемой флоры характеризует достаточно широкий стратиграфический диапазон, охватывающий верхи верхней юры и нижнюю часть нижнего мела. Как и в случае с усть-карской свитой, эти возрастные рамки следует считать условными из-за слабой разработанности биостратиграфических схем верхнемезойских толщ Восточного Забайкалья.

Шовная зона. Делюнская впадина. Разрез впадины в нижнем течении р. Курлыча в районе Делюнского буроугольного месторождения (А. К. Охотник, 1958; В. Ю. Шен菲尔д, 1961):

1. Переслаивание аргиллитов, алевролитов, арковых песчаников, реже конгломератов с тонкой параллельной и косой слоистостью. Мало развиты пепловые туфы и тонкозернистые туфоалевролиты

Около 900 м

2. Продуктивный угленосный горизонт, содержащий тонкие прослои и линзы бурых углей, который выше сменяется красно-бурыми плохоотсортированными конгломератами и валунными фангломератами шилкинской свиты

1000—1100 м

В этом разрезе, по существу, только нижняя толща принадлежит к рассматриваемому «депрессионному» комплексу. Собранные в пепловых туфах многочисленные остатки филlopод и моллюсков рода *Arguniella* позволяют датировать толщу в традиционном возрастном интервале от верхней юры до нижнего мела. Угленосный горизонт залегает на нижней толще несогласно, но с вышележащей шилкинской свитой связан постепенными переходами. Нижнемеловой возраст последней доказывается находками в ней пресноводных моллюсков *Limnocyrena pusilla* (Reis.), *Limnocyrena* sp. (определения Ч. М. Колесникова), характерных для неокома.

Арбагаро-Холбонская впадина. Расположена на западном фланге шовной зоны, где занимает левобережную часть верхнего течения р. Шилки. Строение впадины изучалось в районе угольных месторождений, находящихся близ ст. Холбон, ст. Арбагар, с. Мирсаново. Ф. А. Маженштейн и С. К. Ушаков описали в окрестностях ст. Холбон следующий разрез:

1. Базальная свита. Переслаивание конгломератов и алевролитов, сменяющееся выше чередованием алевролитов, песчаников и гравелитов 1150 м

2. Продуктивная свита. Нижний угленосный горизонт (50 м), промежуточный аргиллитово-алевролитовый горизонт (200 м) и верхний угленосный горизонт (200 м) 450 м

В районе с. Мирсаново базальная свита несогласно залегает на вулканитах средне-верхнеюрского комплекса. Здесь же К. Ф. Сырцевой собрана фауна лимноцирен и филлопод, позволившая отнести свиту к нижнему мелу (определения Г. Г. Мартинсона и Н. И. Новожилова).

Северное крыло. Оловская впадина. На вулканогенной оловской свите, слагающей нижнюю часть разреза впадины, с угловым несогласием и размывом залегает вулканогенно-осадочный комплекс, включающий три угленосные свиты: верхнеоловскую (120 м), тургинскую (до 500 м) и кутинскую (150—1000 м). По данным М. В. Шумилина (1966) и М. Д. Пельменева (1967), угленосные отложения переслаиваются с покровами липаритов, андезитов, миндалекаменных и шлакоподобных субщелочных базальтов, а также туфами этих лав. В песчаниках тургинской свиты собраны филлоподы и моллюски, характерные для отложений верхней юры—нижнего мела, с чем согласуются полученные недавно цифры абсолютного возраста липарито-дацитов из верхнеоловской свиты: 154, 152 и 150 млн. лет (102).

НИЖНИЙ МЕЛ

К нижнемеловому комплексу отнесена шилкинская свита, представляющая собой типичную грубобломочную молласу, сложенную фациями подножий гор, осыпей и обвалов. Красно-бурые крупногалечные и валунные конгломераты свиты образуют экзотические выходы по берегам р. Шилки, непосредственно примыкая к подножьям крупных сводовых поднятий. Протяженная полоса нижнемеловых конгломератов приурочена к юго-восточному борту Нерчинской и Делюнской впадин. Она тянется непрерывной каймой вдоль северо-западного склона Борщовочного свода. Шилкинская свита здесь тесно связана с подстилающими ее угленосными отложениями (см. выше о Делюнской впадине). Другая полоса этих конгломератов проходит вдоль северо-западного фронта Междуреченского сводового поднятия, выполняя разобщенные мульды внутри Ботовско-Карийской впадины. В пределах Ундино-Дайнской впадины размещается еще одна крупная полоса этих образований, приуроченная к юго-восточному склону Борщовочного поднятия.

Разрез шилкинской свиты наиболее полно изучен в Карийской мульде, входящей в структуру Ботовско-Карийской впадины. В окрестностях пос. Усть-Карск обнажаются (Ю. П. Писцов, 1960):

1. Буровато-фиолетовые конгломераты, состоящие из полуокатанных и угловатых галек и мелких валунов размером до 25 см в попечнике. Заполнителем является грубозернистый песчаник с крепким

карбонатно-железистым цементом. С трудом наблюдается нечеткая, очень грубая параллельная слоистость 500 м

2. Светло-серые и желтовато-серые глыбовые брекчии, состоящие из мелких неокатанных обломков и угловатых глыб размером до 1,5 м 400 м.

3. Буроватые разногалечные и валунные конгломераты, постепенно переходящие вверх по разрезу в неотсортированные глыбовые фан-
гломераты. Не менее 300 м

Шилкинская свита залегает трангрессивно и с угловым несогла-
сием на усть-карской свите, однако в ядре Карицкой мульды, в ска-
листом утесе левого берега р. Шилки между свитами наблюдается
скрытое несогласие. Фаунистические остатки в шилкинской свите обна-
ружены только в пределах Делянской впадины.

Исключительно широкое развитие в Пришилкинской зоне магматических комплексов, различных по возрасту, составу и условиям образования, является одной из ее важнейших особенностей. В общем плане зону можно рассматривать как магматогенную макроструктуру сложного внутреннего строения, составные элементы которой существенно различаются стилем магматического развития. В южном крыле зоны магматические проявления неразрывно связаны с магматизмом внутренних частей Восточного Забайкалья и представлены общими для них комплексами, среди которых главная роль принадлежит орогенной серии различных по генезису гранитоидов юрского возраста. Совершенно иначе проявился магматизм в северном крыле, где преимущественное развитие имеют раннепротерозойские гранитоидные образования, обнаруживающие тесную структурную связь с кристаллосланцевыми толщами станового комплекса. Наиболее специфичен магматизм шовной полосы глубинного разлома, выражением которого являются как различные производные мантийной магмы, представленные дифференцированной серией гипербазит-габбро-диоритовых образований и недифференцированными альпинотипными перидотитами, так и коровье интрузии гранит-диоритового состава, несущие ясные признаки глубинного гибридизма.

Степень изученности перечисленных магматических комплексов далеко не одинакова. Лучше других изучены комплексы внутренних зон Восточного Забайкалья, которым в послевоенные годы посвящены исследования И. В. Луцицкого (56), В. Н. Козеренко (27), Ю. А. Билибина, М. С. Нагибиной (7), Н. И. Тихомирэва (100), Н. В. Шталь, О. Н. Белоусовой, С. М. Синицы (89), И. Г. Рутштейна (87), Р. В. Лесняка (52), В. Л. Литвинова (53), И. Н. Тихомирова (99), Н. С. Вартановой (9), Л. В. Таусона (98), В. Д. Козлова (34), И. Д. Чацкиса (109) и многих других. Основное внимание в этих работах уделялось юрским комплексам: цаганолуевскому (борщовочному), шахтаминскому (сретенско-амуджиканскому) и кукульбейскому. Из более древних комплексов чаще других выделялись газимурский и верхнеундинский, включавшиеся в группу средне-позднепалеозойских (каменоугольных) интрузивов. Утвердилось мнение о весьма широком площадном распространении интрузий этого возраста, что нашло отражение на многих геологических картах Восточного Забайкалья.

Слабее изучен магматизм шовной полосы глубинного разлома. Исследованиями И. Н. Тихомирова (99), И. Д. Чацкиса (109), М. И. Кузьмина (48), В. С. Антипина (5) и других были затронуты лишь некоторые, так называемые «реперные» массивы сретенского (сретенско-амуджиканского) комплекса, тогда как специфические шовные обра-

зования ультраосновного—основного состава по существу оставались неизученными. Севернее шовной полосы, в области раннепротерозойской складчатости, магматические проявления изучены крайне неравномерно. Сосредоточение работ в пределах рудных районов позволило получить достаточно обстоятельные описания мезозойских интрузивов сретенско-амуджиканского и амананского комплексов (Г. Л. Падалка, 1945; М. Б. Бородаевская, 1956; Ю. В. Казицин, 1962; Е. М. Лейфман, 1967; Ю. С. Соломин, 1972). Гораздо хуже оказались изученными обширные поля древних гранитоидов, долгое время условно считавшихся палеозойскими и лишь недавно передатированных в раннепротерозойские образования. Из числа немногочисленных работ, посвященных специальному изучению древних гранитоидов, отметим исследования В. И. Шульдинера (113), В. П. Кирилюка (24).

Проводя исследования в центральной части Пришилкинской зоны, мы стремились изучить магматические комплексы всех структурных подразделений глубинного разлома. Осуществить это в полной мере все же не удалось, и основной акцент в работе был сделан на изучении мезозойских комплексов шовной полосы и южного крыла зоны. Именно по этому вопросу получены наиболее важные результаты, позволившие дополнить и отчасти изменить существующие представления о масштабах и формах проявления мезозойского магматизма в Пришилкинской зоне. На основании новых материалов мы пришли к выводу о значительно более широком, чем считалось ранее, развитии мезозойских магматических образований, основная масса которых имеет средне-позднеюрский возраст и, по-видимому, может быть объединена в сложную сретенско-борщовочную серию. Составляющие серию магматические комплексы образуют различные тектонические формы в сводово-глыбовой орогенной структуре Пришилкинской зоны. Среди этих форм важную роль играют специфически устроенные сводовые поднятия и купола, возникшие в процессе палингено-метасоматического образования крупных автохтонных гранитоидных plutонов борщовочного комплекса. Самым крупным образованием этого типа является Междуреченский plutон, который до наших исследований относился к группе среднепалеозойских интрузивов. Иной тип магматогенных структур представлен глыбовыми поднятиями, в строении которых участают разнообразные интрузивные тела сретенского комплекса. С положительными магматогенными структурами обоих типов тесно сопряжены вулкано-тектонические впадины, сложенные описанными выше вулканитами андезит-липаритового ряда и сопровождающими их субвулканическими и гипабиссальными образованиями, которые в целом обнаруживают четкие признаки комагматичности с интрузиями сретенского комплекса.

В связи с развивающимися представлениями возникает вопрос о масштабах проявления среднепалеозойских интрузий. До недавнего времени к ним относили крупные гранитоидные массивы, занимающие широкие площади в междуречье Шилки и Газимура. В большинстве случаев принадлежность этих массивов к среднепалеозойскому магматизму выглядела весьма проблематично; лишь в отдельных полях (падь

Аленгуй в бассейне р. Унда, р. Куренга) их возраст обосновывался не очень надежными геологическими данными и единичными цифрами абсолютной геохронологии. Перевод значительной части указанных гранитоидов в группу мезозойских интрузивов, преимущественно в борщовочный комплекс (Междуреченский plutон и др.), резко сократил реальные площади развития среднепалеозойских интрузий. Кроме того, детальное изучение разрезов древнего Калтыканского массива (бассейн рек Шилки и Куренги) показало, что распространенные в его пределах гранитоиды, также считавшиеся среднепалеозойскими, в действительности являются раннепротерозойскими гранито-гнейсами, тесно сопряженными с кристаллическими толщами.

Особый интерес представляет Верхнеундинский (Туровский) pluton, один из немногих интрузивов, оставшихся пока в составе среднепалеозойской группы. Как показал В. Д. Козлов (34), pluton по типу строения и условиям формирования очень напоминает автохтонные гранито-гнейсовые своды и купола борщовочного комплекса, так что в дальнейшем может оказаться, что и он принадлежит к мезозойским образованиям. Правда, именно для этого plutона получены радиологические цифры средне-позднепалеозойского возраста и более вероятно, что он является единственным пока в Восточном Забайкалье типовым гранито-гнейсовым plutоном герцинского орогенеза.

Если это так, то можно предположить, что процесс формирования гранито-гнейсовых plutонов является длительным и сильно растянутым во времени. Вероятно, герцинские plutоны имели достаточно широкое распространение, особенно в геоантиклинальных зонах. В мезозое, преимущественно в средней и поздней юре, большая их часть была вовлечена в рекурентное куполообразование и гранитизацию, что повлекло переработку ранних plutонов и возникновение новых. По всей видимости, непереработанные среднепалеозойские интрузии занимают в современном структурном плане сравнительно небольшие площади, приуроченные к окончаниям мезозойских plutонов.

Некоторые новые соображения высказаны нами в отношении гипербазитового и сложно дифференцированного гипербазит-габбро-диоритового комплексов. Первый представлен типичными проявлениями альпинотипных серпентинитовых протрузий, которые вместе с вмещающими их зеленокаменными метавулканитами образуют характерную офиолитовую ассоциацию. Они составляют четко выраженный серпентинитовый пояс (единственный в Забайкалье), структурно приуроченный к северной ветви Борщовочного разлома, в связи с чем эту ветвь можно рассматривать в качестве южной границы шовной полосы глубинного разлома. Наши наблюдения показали, что данная ветвь представляет крупную систему круtyх надвиговых структур, внутри которых содержится большое число тонкоразлинованных тектонических тел серпентинитов. В отдельных частях пояса, особенно в пределах его крутого коленчатого изгиба, названного «Молодовской дугой», такое устройство протрузивных тел напоминает структуру меланжа. Возраст гипербазитов определяется их тесной парагенетической связью с джорольской свитой и условно считается позднепротерозойским.

Существенно иначе выражен гипербазит-габбро-диоритовый комплекс. Структурно он четко обособляется от первого комплекса и локализуется вдоль северной периферии шовной зоны глубинного разлома, где находится в тесном сопряжении с раннепротерозойскими гранитоидами. Характерно, что свойственные этим гранитоидам признаки широкого проявления процессов ультратемпературализма ясно выражены и в телах гипербазит-габбро-диоритового комплекса. Есть основания считать, что современные разрозненные выходы пород этого комплекса в виде четко ограниченных дискордантных тел или полей с неясными сложными контактами являются реликтами широкого пояса (несколько километров в поперечнике) глубинных дифференцированных магматических масс, переработанных наложенным метаморфизмом. Возраст серии логично считать раннепротерозойским.

Заканчивая общий обзор магматизма Пришилкинской зоны, специально подчеркнем, что основные результаты данной работы получены в процессе многолетних структурно-геологических исследований, и именно материалы полевой магматической геологии составляют главное содержание главы и лежат в основе всех наших выводов. Петро-графические и другие данные лабораторного изучения по возможности сокращены и служат важным, но все-таки вспомогательным материалом, привлекаемым для обоснования полевых наблюдений.

Изложенные выше наши представления о магматизме Пришилкинской зоны можно свести к следующей схеме:

1. Раннепротерозойский магматизм: а) дифференцированный гипербазит-габбро-диоритовый комплекс, б) гранитоидный комплекс.
2. Позднепротерозойский магматизм: комплекс альпинотипных гипербазитовых протрузий.
3. Средне-позднепалеозойский магматизм: газимурский и верхнеундинский диорит-гранитные комплексы.
4. Раннемезозойский магматизм: амананский диорит-гранитный комплекс.
5. Позднемезозойский (средне-позднеюрский) магматизм—сретенско-борщовочная серия: а) сретенский интрузивный диорит-гранитный комплекс, б) борщовочный палингенно-метасоматический гранитоидный комплекс.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Раннепротерозойский магматизм

1. Гипербазит-габбро-диоритовый комплекс

Интрузивные тела этого комплекса локализуются в северном обрамлении шовной зоны глубинного разлома, образуя протяженный прерывистый пояс северо-восточного простирания. Породы этого комплекса совместно с вмещающими образованиями станового комплекса захвачены процессами раннепротерозойского метаморфизма и ультратемпературализма, что является важным критерием для возрастных сопоставлений. Многие тела подвергались также совместным складчатым деформациям, о чем свидетельствует обычное совпадение ориентиров-

ки наложенной сланцеватости в интрузивах и полосчатости вмещающих толщ.

Нами изучено Среднешилкинское звено пояса, прослеженное на левобережье р. Шилки между ее притоками Ургуна и Черная на расстоянии свыше 100 км. Насыщенность этой части пояса интрузиями неодинакова, в определенных структурных условиях отмечается узловое скопление крупных тел. В качестве примера можно привести район верховьев р. Кары.

Ширина пояса в современном срезе различна, достигает в некоторых участках 5–6 км (реки Чача и Кара). Обнаруженные среди бластокатализитов шовной зоны реликты пород комплекса позволяют предполагать значительно большую первичную ширину пояса.

В состав пояса входят тела различной формы и размеров, но общим признаком для большинства тел является отчетливая вытянутость их вдоль пояса. Эта особенность весьма характерна для небольших тел ультраосновного-основного состава, имеющих линзовидную и дайкообразную форму, реже форму пластовых залежей. Мощность таких тел колеблется от нескольких метров до первых десятков метров при прослеженной длине в десятки и первые сотни метров. Крупные интрузии основного состава (1–1,5 до 3 км) имеют линзовидную и неправильную форму.

Не только общая ориентировка тел, но и наложенная сланцеватость, реже полосчатость, в интрузивах комплекса обычно полностью сопряжена со сланцеватостью и полосчатостью вмещающих толщ (рис. 3).

Контакты интрузий обычно четкие, реже расплывчатые в местах интенсивного проявления ультраметаморфизма и полной перекристаллизации.

Некоторые небольшие тела габброидов полностью перекристаллизованы и превращены в пластовые залежи, крупные же интрузивы затронуты рассланцеванием лишь в краевых частях, либо в определенных зонах.

В некоторых случаях перекристаллизация приводит к образованию пятнистых текстур. В условиях блокового строения наложенная сланцеватость в породах отдельных блоков может не совпадать с общим простиранием сланцеватости.

По своему составу в комплекс включены породы, образующие сложный прерывисто-непрерывный дифференцированный ряд: пироксениты, горнблендиты, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты и диориты. Менее уверенно сюда могут быть отнесены крупные тела сланцеватых гранодиоритов, которые находятся в тесной взаимосвязи с габбро-диоритами. До настоящего времени нет надежных критериев для отделения их от обширных полей гранодиорито-гнейсов, широко развитых к северу от шовной зоны.

Данные по непосредственным взаимоотношениям гранодиоритов с основными ортопородами противоречивы. В верховьях р. Кары удается наблюдать постепенные переходы и прорывание сланцеватыми гранодиоритами метапород основного состава, но тут же гранодиориты

прорываются массивными диоритами и габбро-диоритами, в которых отсутствуют ясные признаки метаморфизма. В связи с этим части интрузивов основного состава, развитых в пределах пояса, в частности в районе верховьев р. Кары, в настоящее время нельзя дать точной возрастной привязки. Не исключено, что некоторые из них могут быть связаны с позднепротерозойским—раннепалеозойским этапом либо с еще более молодым раннемезозойским.

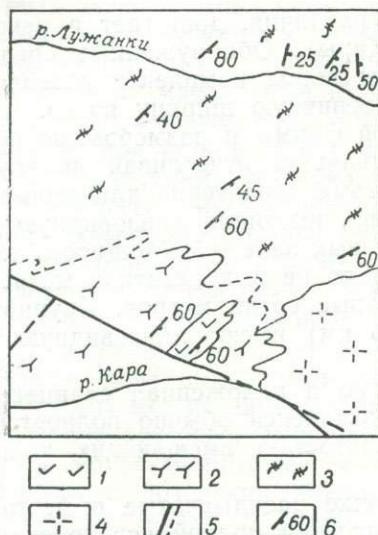


Рис. 3. Структурная сопряженность сланцеватых габброидов и гранодиоритов с образованиями станового комплекса. Верховья рек Кара и Лужанки:

1 — рассланцованные и амфиболизированные пироксенсодержащие габброиды; 2 — сланцеватые гранодиориты; 3 — кристаллические сланцы и гнейсы; 4 — гранитоиды; 5 — разрывные нарушения; 6 — сланцеватость в метаинтрузивах и полосчатость в сланцево-гнейсовой толще.

в бассейнах рек Лужанки, Куларки, Черная, к нижнему протерозою, отмечая тесную структурную сопряженность их с вмещающими толщами (рис. 4).

Таким образом, не исключая возможности присутствия в пределах пояса интрузий послераннепротерозойского возраста, получаем новые подтверждения широкого развития раннепротерозойского гипербазит-габбро-диоритового комплекса.

Комплекс сопоставим с ранее выделенным куэнгинским комплексом (100), включающим амфиболизированные габбро, кварцсодержащие и кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. Рассматривая

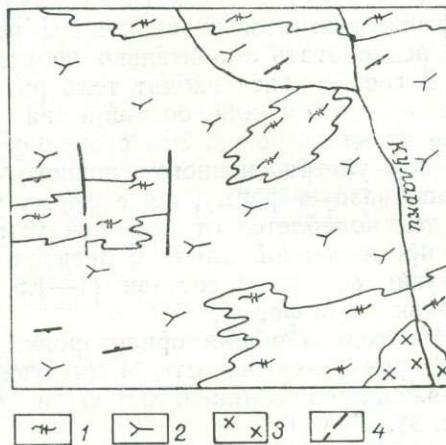


Рис. 4. Схема геологического строения р. Куларки (с использованием материалов К. В. Вараксина и В. С. Шмарлина):
1 — кристаллические сланцы и гнейсы станового комплекса; 2 — нижнепротерозойские сланцеватые габброиды, диориты и гранодиориты; 3 — мезозойские гранодиориты; 4 — разломы.

Шмарлин В. С. и Вараксин К. В. (1966) относят тела слабосланцеватых, порой массивных габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, развитых

комплекс в целом, следует отметить, что наряду с присутствием в пределах пояса интрузий с различным составом от пироксенитов до диоритов и гранодиоритов, дифференциация в пределах отдельных тел проявлена сравнительно слабо.

Небольшие интрузивы ультраосновного состава практически не дифференцированы. Например, линзы амфиболизированных пироксенитов, встреченные в верховьях падей Ургуна и Кара, почти однородны, лишь в краевых частях отмечаются разности, близкие к габбро-нориту. В процессе метаморфизма двупироксеновые породы интенсивно рассланцовываны и амфиболизированы. Сланцеватость полностью сопряжена со сланцеватостью вмещающих пород.

В процессе перекристаллизации пироксины замещаются зеленовато-буровой роговой обманкой с образованием крупнозернистых агрегатов, иногда с плагиоклазом (№ 30—44). В краевых частях в связи с ультраметаморфизмом возникают пятнистые и ветвистые мигматиты с плагиогранитным жильным материалом.

Небольшое дайкообразное тело горнблендитов, мощностью около трех метров (правый водораздел пади Чилингуй), полностью сложено зеленой роговой обманкой. Горнблендиты резко выделяются на фоне мигматизированных гнейсов благодаря темно-зеленой окраске. Наложенное рассланцевание и перекристаллизация отчетливо проявлены лишь в краевых частях тела ориентированным расположением перекристаллизованной роговой обманки.

Габбронориты слагают более крупные тела, однако и они дифференцированы слабо. Наиболее крупное тело габбро-норитов выходит в среднем течении р. Чача, выше устья пади Буглук, площадь выхода не превышает 5 км². С юга и севера тело ограничено зонами разломов, поэтому наблюдать экзоконтакты не удается. Значительную трудность для восстановления первичного состава создают резко проявленные процессы рассланцевания, метаморфизма и ультраметаморфизма. Достаточно убедительно выделяются лишь габбро-нориты и пироксенсодержащие габбро.

Первичный минеральный состав пород: ромбический и моноклинный пироксины, буровато-коричневая роговая обманка и плагиоклаз (50—65% анортита). Содержание темноцветных минералов достигает 60%.

В процессе метаморфизма происходит амфиболизация пироксенов. Новообразованный зеленый амфибол развивается и по коричневой роговой обманке. Возникают скопления мелкочешуйчатого красновато-бурового биотита, резко снижается содержание анортита в плагиоклазах (18—30%). С ультраметаморфизмом связано появление кварца (до 10—12%) и калишпата (до 10%), входящих в состав жильного материала мигматизированных разностей. Мигматизация, как и рассланцевание, усиливается к северному окончанию тела, в то время как южная его часть сложена массивными темно-серыми среднезернистыми разностями. Широко развиты грубополосчатые и линзовидные мигматиты (рис. 5). Направление рассланцевания полностью совпадает с простиранием пояса.

Наиболее крупные и сложные по форме и составу дифференцированные тела сложены габбро, габбро-диоритами и диоритами и развиты в бассейнах рек Чача (падь Картекенчик), Богоча, Кара, Лужанки, Куларки, Черная. Выше отмечалась условность возрастной привязки некоторых тел.

Основные разновидности (габбро, габбро-диориты и диориты, выделяющиеся почти во всех телах)

связаны между собой постепенными переходами, давая порой пятнистое строение интрузивов.

Окраска пород обычно от темно-зеленой до зеленовато-серой, строение неравномернозернистое. Габброиды сложены зеленовато-бурый и зеленой роговой обманкой

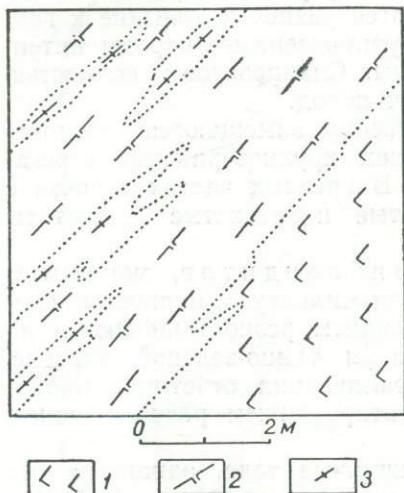


Рис. 5. Схематическая зарисовка обнажения метаморфизованных габбро-поритов. Левый борт р. Чача, выше устья пади Буглук:

1 — слабоизмененные габбро-пориты; 2 — резко кристаллизованные амфболизированные габбро-пориты; 3 — линзовидные и ветвистые мигматиты.

(до 60%), иногда в центральных частях тел с реликтами пироксенов и плагиоклазом с содержанием анортита 35—60%.

Диоритам свойственно присутствие биотита и более низкое содержание темно-цветных минералов (не более 25%).

2. Гранитоидный комплекс

В состав комплекса включены разнообразные продукты раннепротерозойской гранитизации, проявления которой в различных частях Пришилкинской зоны имеют свои особенности.

Среди этих образований описываются автохтонные гранито-гнейсы и связанные с ними мигматиты, разнообразные граниты и специфические приразломные порфиробластовые и неравномернозернистые гранитоиды с условной возрастной привязкой.

В целом породы комплекса сопоставимы с широко известными становыми гранито-гнейсами или позднестановыми гранитоидами [96, 40].

Южное крыло. Наиболее полно нижнепротерозойские гранитоиды изучены в пределах выделенного нами Калтыканского массива. Уже отмечалось широкое развитие мигматизации кристаллосланцево-гнейсовых толщ. В западной части массива развиты, главным образом, порфиробластовые и послойные мигматиты. Интенсивность мигматизации нарастает к востоку. По реке Шилке ниже устья пади Уктыча наблюдается разнообразие типов мигматитов, а в ядрах антиклиналь-

ных структур отмечаются выходы биотитовых, реже биотит-роговообманковых гранито-гнейсов. С приближением к участкам развития гранито-гнейсов вмещающие породы постепенно осветляются. С усилением метасоматической переработки кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов заметно усиливается и анатексис. Наряду с обычными



Рис. 6. Агматит. Левый борт р. Шилки, ниже устья пади Калтыя.

послойными мигматитами появляются агматиты (рис. 6) и глыбовые мигматиты, птигматиты, плойчатые и инъекционные мигматиты (рис. 7). Объем лейкократового материала постепенно увеличивается, реликты пород субстрата остаются в виде скиалитов разнообразной формы: от ленточных, часто будинированных, до глыб неправильной и линзовидной формы. Крупные скиалиты часто инъецированы прожилками перемещенных аплитовидных гранитов.

Гранито-гнейсы крайне неоднородны: как в краевых частях, так и внутри полей развития гранито-гнейсов часто встречаются скиалиты кристаллических сланцев и теневые мигматиты с «просвечивающей» структурой пород субстрата (рис. 8), благодаря чему всегда отчетливо устанавливается полная конформность гранито-гнейсов с вмещающими толщами.

Поля гранито-гнейсов постепенно разрастаются в восточном направлении. В пределах Кулемунской глыбы (бассейны рек Кулемун и Боты) гранито-гнейсы, реже гранодиорито-гнейсы, пользуются наиболее широким распространением, площади выходов достигают десятков квадратных километров. Здесь наряду с резкосланцеватыми гранито-гнейсами появляются слабосланцеватые до массивных гранитоиды,

дающие иногда резкие контакты с гранито-гнейсами, насыщенными аплитовидными, гранитными и пегматоидными прожилками.

Таким образом, в ходе мигматизации и прогрессирующей гранитизации кристаллических пород амфиболитовой фации происходит постепенное изменение их состава вплоть до формирования автохтонных гранито-гнейсов и ограниченно развитых гомогенных гранитов.



Рис. 7. Полосчатые и инъекционные мигматиты, развивающиеся по диопсид-роговообманковым и роговообманковым кристаллическим сланцам и гнейсам. Правый борт р. Шилки, ниже устья пади Уктыча.

Начальные стадии процесса характеризуются широким проявлением метасоматоза с привносом щелочей и кремнекислоты (порфиробластовые, пятнистые и теневые мигматиты), ведущего к обогащению пород кварцем, калишпатом и кислым плагиоклазом (№ 15—26) при резком сокращении содержаний темноцветных минералов. В первую очередь замещаются пироксены, амфиболы и плагиоклазы повышенной основности. Содержание биотита в теневых мигматитах и гранито-гнейсах чаще всего не превышает 5—8%.

Состав гранито-гнейсов обычно выдержан независимо от различий в составе пород субстрата. Конечным результатом гранитизации являются среднезернистые биотитовые, реже биотит-роговообманковые граниты (последние возникают по породам повышенной основности). Обычным является парагенезис: биотит-олигоклаз-калишпат-кварц, реже отмечаются парагенезисы: роговая обманка-биотит-олигоклаз-калишпат-кварц, а также роговая обманка-биотит-гранат-олигоклаз-калишпат-кварц.

Вместе с тем состав и структурные особенности жильных образований весьма неустойчивы. Некоторые из них резко обогащены кварцем либо калишпатом. Макроструктуры изменяются от мелко- до крупнозернистой и пегматоидной. Наиболее распространенные разновидности имеют состав гранитов, адамелитов либо граносиенитов. В табл. 3 приведены результаты химических анализов жильных обра-

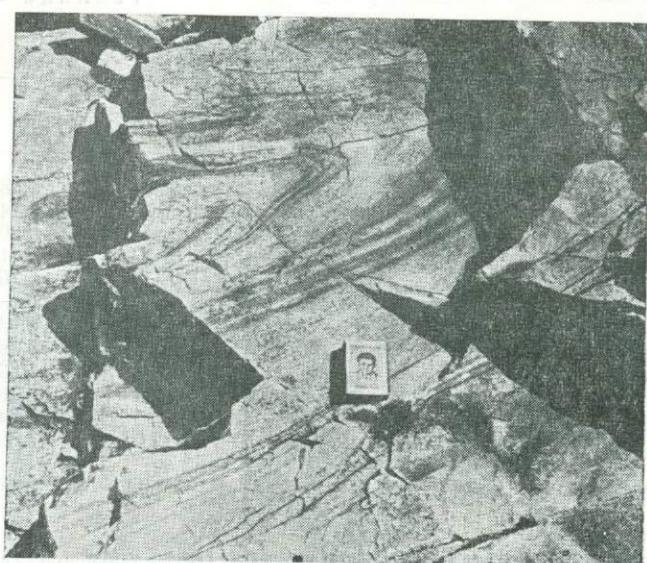


Рис. 8. «Тепи» субстрата в небулитах. Правый борт р. Шилки, ниже устья пади Уктыча.

зований, развитых в роговообманково-биотитовых кристаллических сланцах.

Северное крыло. Широкие поля раннепротерозойских гранитоидов закартированы к северу от шовной зоны (В. В. Гольберт; 1963; В. Ю. Шенфиль, 1960; В. С. Шмарлин, 1968; Е. М. Лейфман, 1962; В. П. Кирилюк, 1966 и др.).

Внутренняя структура и особенности генезиса гранитоидов изучены еще недостаточно.

В непосредственной близости от шовной зоны выделяются отдельные блоки, сложенные мигматизированными образованиями станового комплекса (верховья реки Чачи, пади Лужанки, Куларки, Кара). Как и в пределах Калтыканского массива, здесь широко развиты полосчатые (послойные) мигматиты, изредка плойчатые. По метаморфизованным интрузивам основного состава чаще образуются ветвистые и линзовидные мигматиты.

Гранитизация нередко приводит к возникновению небольших, строго конформных с вмещающими толщами тел, сложенных сланцеватыми биотитовыми гранито-гнейсами с многочисленными реликтами

теневых мигматитов и скиаллитов кристаллических сланцев (пади Чилингуй, Лужанки, верховья реки Чачи).

Наиболее распространеными в северном крыле являются среднекрупнозернистые слабосланцеватые и массивные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты. Они слагают крупные массивы (до 200—300 км²) в бассейне рек Чача и Джилинда. Обычно

Таблица 3

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ
И ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Окислы	130*	130а	130г	130в
SiO ₂	56,56	75,50	88,80	71,68
TiO ₂	0,85	0,29	—	0,14
Al ₂ O ₃	15,30	12,24	5,96	15,30
Fe ₂ O ₃	2,01	1,99	0,19	0,61
FeO	5,24	1,08	0,17	0,46
MnO	0,14	0,04	—	0,03
MgO	7,30	1,47	0,90	0,93
CaO	6,42	3,50	0,88	1,56
Na ₂ O	2,21	3,03	0,81	3,03
K ₂ O	1,72	0,98	2,48	6,00
H ₂ O	0,14	—	—	0,04
П. п. п.	2,36	0,72	0,24	0,59
Сумма	100,25	100,84	100,43	100,37

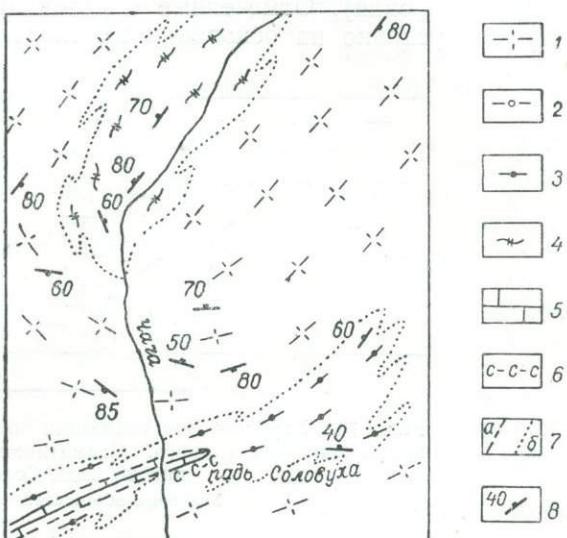
130* — роговообманково-биотитовый кристаллический сланец;
130 а — жильный материал ранних мигматитов; 130 г — секущий
прожилок, обогащенный кварцем; 130 в — секущий пегматоидный
прожилок. Анализы выполнены в химлаборатории Львовского уни-
верситета. Аналитик О. А. Григорович, 1969.

имеют однородное строение, в них преобладают массивные разности с гипидиоморфнозернистой структурой. Отмечаются шлировидные обособления, как правило, удлиненной формы. Типичные гранитоиды сложены зеленой роговой обманкой (до 5—8%), биотитом, плагиоклазом № 18—28, иногда зональным (до 40%), калишпатом (20—35%) и кварцем. Содержание кварца достигает 25—30%. В некоторых участках граниты и гранодиориты теряют однородность, приобретают отчетливую сланцеватость и переходят в гранодиорито-гнейсы с реликтами кристаллических сланцев. В краях массивов иногда наблюдается мигматитовая оторочка. В частности она зафиксирована по пади Соловуха, где слабосланцеватые гранодиориты контактируют с роговообманково-биотитовыми кристаллическими сланцами. Полоса развития грубополосчатых и линзовидных мигматитов здесь достигает первых сотен метров (рис. 9, 10).

В левом борту р. Чачи выше устья пади Соловуха также установлен постепенный переход мигматитов и гранито-гнейсов в лейкократовые гранитоиды, прорванные многочисленными дайками aplитов и

пегматоидов. Здесь же обширные площади захвачены наложенными процессами кислотного выщелачивания. Интенсивное окварцевание сопровождается развитием фибролита по биотиту и полевым шпатам. Такой характер изменений отвечает, вероятно, кварц-силлimanитовой фации кислотного выщелачивания, выделенной С. П. Кориковским в Удокано-Становой зоне (40).

Рис. 9. Схема геологического строения верховьев р. Чача:
 1 — гранито-гнейсы, гравиодиоритогнейсы; 2 — метасоматически измененные кристаллические сланцы; 3 — биотит-роговообманковые кристаллические сланцы; 4 — гнейсы, реже кристаллические сланцы; 5 — мраморы; 6 — зона скарнирования; 7 — геологические границы: достоверные (а) и условные (б); 8 — сланцеватость в гранитоидах, полосчатость в гнейсах и сланцах.



Шовная зона. Продукты раннепротерозойской гранитизации в пределах шовной зоны выделены условно. Значительные по размерам зоны развития порфиробластовых, резко сланцеватых и массивных гранитоидов, известны в верховьях падей Богача и Кара. Одна из таких зон, получившая название Аникинского массива, состоит из сложной гаммы метасоматитов и гранитов, возникших, судя по реликтам, по кристаллическим породам нижнего протерозоя. Последние связаны с порфиробластовыми и неравномернозернистыми гранитоидами серией переходных разновидностей, среди которых выделяются пятнистые разности с крупными неправильной формы выделениями розоватого калишпата. Гомогенные аплиты, граниты и граносиениты слагают густую сеть дайкообразных тел. Наряду с рвущими взаимоотношениями часто в одном штуфе можно наблюдать взаимопередачи от мелкозернистых аплитовидных гранитов в сланцеватые порфиробластовые разности. В краевых частях массива породы рамы поражены редкой сетью инъекций лейкократовых гранитов и мало мощными (первые метры) зонами порфиробластеза (кремний-щелочного метасоматоза), ориентированными в северо-восточном направлении.

К востоку от Аникинского массива зоны порфиробластеза прослеживаются в верховьях падей Хаповка и Осиновка и смыкаются в долине р. Кара с Пильненским массивом. Последний отличается зна-

чительной однородностью и сложен главным образом лейкократовыми биотитовыми средне-крупнозернистыми гранитами. В северо-восточной части массива (водораздел падей Кара и Лужанки) развиты мелко-порфировидные разновидности с порфировыми выделениями калишпата до 3—4 см. Граниты западного окончания массива обнаруживают рвущие взаимоотношения с вмещающими кристаллическими толщами (падь Широкая). Отмеченные образования отнесены к раннему протерозою условно на основании их сходства с типичными продуктами

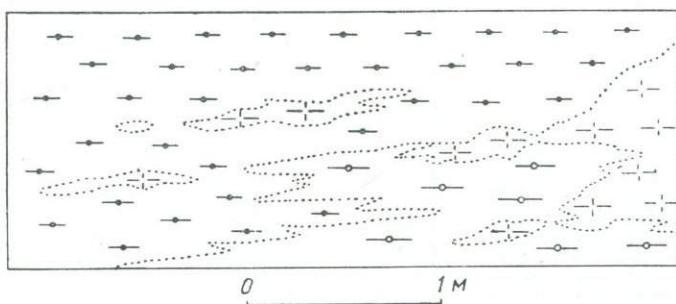


Рис. 10. Характер мигматизации биотит-роговообманковых кристаллических сланцев. Схематическая зарисовка обнажения по пади Соловуха.

Условные обозначения см. рис. 9.

раннепротерозойской гранитизации пород станового комплекса. Так, в устье пади Осиновка порфиробластовые гранитоиды тесно связаны с жильным материалом сетчатых мигматитов. Отметим также, что обломки гранитов Пильненского массива обнаружены в гальке конгломератов чачинской свиты (р. Кара).

Описанные явления мигматизации и гранитизации нижнепротерозойских образований практически полностью сопоставимы с процессами, хорошо изученными в пределах Алдано-Витимского щита. Наиболее обоснованное, на наш взгляд, объяснение генезиса автохтонных гранитогнейсов и синхронных им гомогенных гранитов дано С. П. Кориковским, который, основываясь на известной концепции Д. С. Коржинского (36), связывает их образование с инфильтрационным магматическим замещением разнообразных пород субстрата под воздействием ювелирных потоков трансмагматических растворов (40).

Позднепротерозойский магматизм

Комплекс альпинотипных гипербазитов

Пояс серпентинизированных гипербазитов состоит из многочисленных сближенных линзовидных тел разных размеров — от узких «ломтевидных» залежей, измеряемых десятками и несколькими сотнями

ми метров в длину, до относительно протяженных и мощных пластовых массивов, достигающих 10 км в длину при поперечнике до 1—1,5, км. Такие массивы имеют обычно сложное внутреннее строение и расчленены на тектонические пластины, разделенные линзами амфиболитов и зеленых сланцев.

Уже отмечалось, что пояс гипербазитов залегает среди зелено-каменных пород джорольской свиты и повсеместно обнаруживает строгую сопряженность с ее тектонической структурой. При этом каждое гипербазитовое тело является конкордантным и всегда ориентировано согласно сланцеватости рамы.

Пояс приурочен к сложной системе разрывных дислокаций северной ветви Борщовского разлома. Повторяя ее характерный структурный рисунок, он образует в плане крупную горизонтальную флексуру, названную «Сретенской сигмоидой». Юго-западное крыло сигмоиды расположено в среднем течении р. Куренги возле дер. Кислый Ключ, где В. Ю. Шенфилем (1959), а позднее Г. Ф. Милиным (1972) закартировано крупное тело гипербазитов в виде мощной тектонической линзы, вытянутой в субширотном направлении на 3—4 км. Очень примечательно, что это тело непосредственно примыкает к тектоническому пакету, сложенному нижнеюрскими отложениями, и на их сочленении проходит субширотная зона динамометаморфизма и рассланцевания, одинаково поражающая осадочную толщу и эндоконтактовую кайму гипербазитов. Важно и то, что в обломочном материале конгломератов нижней юры (а они составляют большую часть разреза) гипербазиты отсутствуют.

Крупный Удилингинский гранитоидный массив, расположенный непосредственно к востоку от упомянутого тела, прерывает гипербазитовый пояс и дальше этот пояс можно наблюдать сразу же у восточного края массива в нижнем течении р. Удычи. Здесь начинается самое любопытное звено сигмоиды, получившее название «Молодовской дуги» (рис. 11). Узкое южное крыло дуги представлено лентовидным гипербазитовым телом, вытянутым в северо-западном субмеридиональном направлении вдоль р. Удычи. С приближением к долине Шилки дуга резко расширяется, благодаря появлению новых тел, и достигает максимального раздува (до 10 км) на левом берегу реки в районе с. Молодовское. Именно здесь происходит кругой разворот в простирации пояса, четко регистрируемой серповидной в плане формой крупного Оноктычинского массива и сопровождающих его сателлитов. Расположенный рядом столь же крупный Ургунский массив имеет уже северо-восточное простижение. В этом же направлении вытянуты и все многочисленные тела последнего звена пояса, расположенного на продолжении «Молодовской дуги» в бассейне рек Джорола и Чачи. Характерно, что концентрированный рой этих тел проходит здесь на небольшом удалении и параллельно крупному надвигу, по которому джорольская свита надвинута на рассланцованные толщи чачинской свиты. Обращает на себя внимание удивительная сопряженность контактовых поверхностей гипербазитовых тел с поверхностью надвига и сланцеватостью чачинской свиты.

Общая протяженность гипербазитового пояса превышает 80 км, ширина его обычно составляет 2—4 км, изредка увеличиваясь до 10 км.

Все изученные нами гипербазитовые тела, в том числе и наиболее крупные из них — Оноктычинский и Ургунский массивы, имеют тектонические контакты с рамой. Интенсивное эндоконтактовое

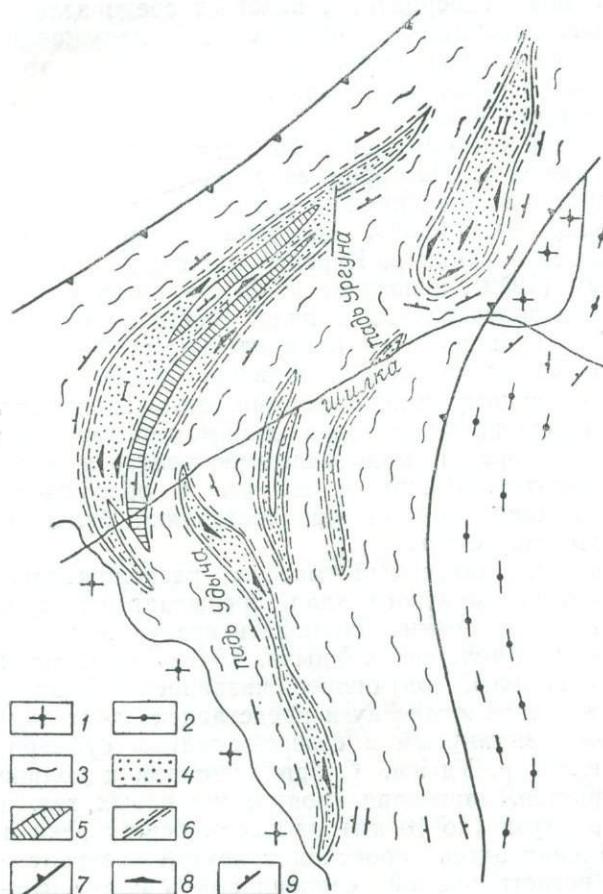


Рис. 11. Протрузии серпентинитов в районе с. Молодовское:

1 — граниты сретенского типа; 2 — нижнепротерозойские кристаллические сланцы и гнейсы; 3 — сланцы джорольской свиты; 4 — серпентиниты; 5 — амфиболиты; 6 — мильтонитизация и рассланцевание в контакте протрузий; 7 — разломы; 8 — элементы залегания сланцеватости и милонитизации в серпентинитах; 9 — элементы залегания сланцеватости.

рассланцевание гипербазитов часто сопровождается системами тонкочешуйчатых плоскостей милонитизации — зеркал скольжения. Интересно, что даже в пределах одного обнажения можно наблюдать совмещение разноориентированных тонкочешуйчатых пакетов зеркал скольжения, причем ориентировка линейных элементов на плоскостях милонитизации указывает на комбинированное проявление взбросовых и сдвиговых перемещений (рис. 12). Рассланцевание эндоконтактов местами сопровождается развитием в них тонколистоватых тальковых сланцев, иногда сильно трепелитизированных.

С удалением от контакта степень рассланцевания гипербазитов ослабляется, появляются брекчневидные текстуры, обусловленные раз-

витием обильной, беспорядочно ориентированной трещиноватости. Отдельные блоки породы, расположенные между локальными зонами рассланцевания, обнаруживают неясную и очень неправильную кулисообразную полосчатость. Массивные текстуры распространены сравнительно слабо и наблюдаются в более удаленных от контакта внутренних зонах.

Серпентинизация интенсивно выражена во всех частях гипербазитовых тел, но в краевых зонах рассланцевания она проявляется

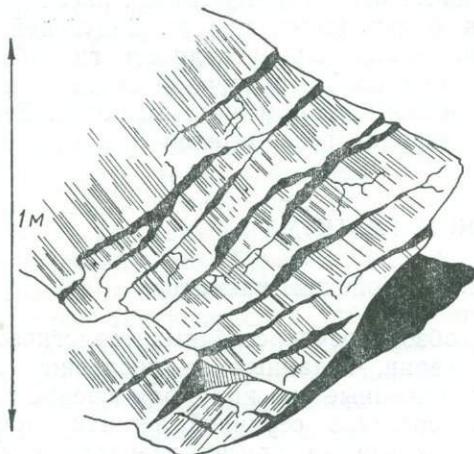


Рис. 12. Густая сеть сближенных зеркал скольжения в серпентинитах. Низовья пади Удыча.

особенно сильно и полностью перерабатывает исходную породу. В связи с этим первичный состав гипербазитов восстанавливается с большим трудом. Обычно среди реликтовых минералов наблюдается определенное преобладание оливина над пироксенами, что позволяет предположительно отнести основную массу пород к оливинитам, которые ближе к периферии, очевидно, сменяются лерцолитами.

Главным минералом во всех породах является хризотил, образующий агрегаты петельчатой, параллельно- и перекрестно-волокнистой и пламеневидной структуры. С хризотилом обычно ассоциируют мелкочешуйчатые скопления антигорита. Наиболее поздняя разновидность серпентина — серпофит выполняет трещины. В краевых зонах рассланцевания часто развиваются тальк, тремолит, магнезит, реже пирит и лимонит. Магнетит в виде мелких червеобразных выделений образует ориентированные цепочки, а также создает тонкую пылеватую вкрапленность, равномерно распределенную по всей массе породы. Совместно с реликтами оливина и пироксенов встречены бастит и хлорит.

Внешние серпентиниты имеют очень характерную темно-серую, почти черную окраску и резко выделяются среди зеленых сланцев,

амфиболитов, гнейсов и двуслюдяных сланцев джорольской свиты. Термальные экзоконтактовые изменения вмещающих пород полностью отсутствуют, однако в той или иной мере в них всегда выражены динамометаморфические преобразования: повышенная трещиноватость или наложенное рассланцевание.

Перечисленные особенности строения гипербазитовых тел дают основания считать их прорузыевыми образованиями и отнести к формации альпинотипных серпентинитов (25). Некоторые сображения о времени их тектонического разлинования, рассланцевания и вторичного перемещения будут высказаны в следующей главе. Здесь отметим, что исключительная приуроченность гипербазитов к джорольской свите и наличие тесной структурной связи между ними являются важными свидетельствами их близкого возраста. Это позволяет датировать первичный возраст гипербазитов как позднепротерозойский.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Средне-позднепалеозойский магматизм

Даже беглый обзор государственных геологических карт Восточно-Забайкальской серии, изданных за последние 15 лет, позволяет заметить, что изображенные на них поля средне-позднепалеозойских (каменноугольных, согласно серийной легенде) интрузий бесспорно преобладают над интрузиями других возрастных групп. Более внимательное изучение карт может показать, что далеко не всегда выделение этих интрузий основано на конкретных фактах, а не продиктовано общерегиональными сображениями. Возникает серьезное опасение, что масштаб распространения данных интрузий заметно преувеличен.

Широкие поля интрузий этого возраста традиционно показывают в междуречье Шилки и Газимура. В. К. Полетаев (1948), Г. Л. Падалка (1954), Н. В. Шталь (1954—1955), И. Н. Тихомиров (1955—1957) и другие исследователи наметили схему расчленения указанных интрузий на три комплекса: кручининский, газимурский и верхнеундинский, которые в дальнейшем были преобразованы в последовательные фазы единого каменноугольного комплекса. К кручининскому комплексу (I фаза) И. Н. Тихомиров отнес небольшие массивы габбро и габбро-диоритов в районе с. Газимурский Завод, где эталонный Тайгинский массив прорывает отложения девона и нижнего карбона и перекрывается морской нижней юрой (99). По мнению И. Н. Тихомирова, эти тела имеют относительно ограниченное развитие и обособлены от гранитоидных образований двух других комплексов (фаз). Последние первоначально были выделены на обширной территории междуречья Унды, Куренги и Газимура в виде крупных plutонов, известных под названием Газимурского и Курюмдиканского массивов (99), или Верхнеундинского батолита (98). По аналогии с ними такие же крупные многофазные plutоны были описаны

Ю. Ф. Мисником, Е. М. Лейфманом и С. М. Синицей (1956—1958) в северо-восточной части Шилка-Газимурского междуречья (Джероньский, Междуреченский и другие массивы).

В основе возрастной датировки газимурского и верхнеундинского комплексов лежат крайне отрывочные сведения. С одной стороны, известно, что в бассейне Унды (по падям Талангуй, Аленгуй и в других пунктах) в гранитоидах этих комплексов иногда встречаются ксенолиты с фауной турне и визе (Ю. М. Шейнманн и С. А. Призант, 1927; Т. М. Малич, 1958; В. Д. Гунбин, 1961). Отмечено также прорывание гранитами верхнеундинского комплекса отложений среднего и верхнего девона на правобережье Газимура по пади Шивея (99). (Заметим, что все эти данные касаются только юго-западной краевой части Верхнеундинского plutона, где выходят обособленные массивы типа Улятуйского). С другой стороны, широко распространено мнение о том, что гранитоиды этих комплексов трансгрессивно перекрыты морскими отложениями нижней юры или присутствуют в обломочном материале последних. В действительности, нижнеюрские отложения, широко развитые в бассейне рек Турова, Унды и Куренги, имеют указанные взаимоотношения с прилегающими к ним гранитоидами, но вся сложность вопроса заключается в установлении эквивалентности этих несомненно доюрских пород с основной массой гранитов, слагающих батолиты. К сожалению, этот вопрос по существу не изучен. Поэтому нельзя считать оправданным распространение вывода о доюрском возрасте пород из краевых зон plutонов на всю массу последних. О том, насколько поспешными могут оказаться такие выводы, свидетельствует пример с Джероньским и Междуреченским массивами, уже исключенными из группы доюрских, каменноугольных интрузий (см. раздел «Позднемезозойский магматизм»).

Интересно рассмотреть основные особенности строения Верхнеундинского батолита. И. Н. Тихомиров (99) выделял на его месте два самостоятельных массива, имеющих друг с другом довольно своеобразные взаимоотношения. Более ранний Газимурский массив, сложенный первично-полосчатыми биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами одноименного комплекса, образует широкий замкнутый овал северо-восточного простирания, в центре которого размещается Курюмдиканский массив, принадлежащий уже к верхнеундинскому комплексу. В строении Курюмдиканского массива участвуют крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, сменяющиеся по периферии мелко-среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами. В них также часто заметна полосчатая текстура, теснейшим образом связанная с полосчатостью Газимурского массива. Такое необычное соотношение независимых друг от друга массивов нуждалось в пояснении.

В. Д. Козлов предпринял попытку показать, что оба массива представляют собой единый сложноустроенный Верхнеундинский батолит палингенного типа, по периферии которого развиты «очковые мигматиты, гнейсо-граниты и гранито-гнейсы», постепенно переходящие в кварцевые диориты и гранодиориты бывшего газимурского комплекса.

са, сменяющиеся, в свою очередь, «верхнеундинскими» гранитоидами (34). Эта серия взаимопереводов интерпретировалась им как результат гранитизации древних толщ, в процессе которой краевые зоны не достигли стадии полного расплавления и гомогенизации вещества. К этому можно добавить, что серия определений абсолютного возраста гранитоидов plutona укладывается в диапазон 275—228 млн. лет, что отвечает сложившимся представлениям о его позднепалеозойском возрасте (100).

Приведенные данные позволяют, на наш взгляд, высказать следующие соображения:

1. Пример Верхнеундинского батолита показывает, что среднепозднепалеозойские гранитоиды, вероятно, имеют распространение в юго-западной части Шилка-Газимурского междуречья в тылу Пришилкинской зоны. Следует все же подчеркнуть, что этот вывод не является геологически доказанным, поскольку в контакте с нижней юрой выходят гнейсовидные гранитоиды из обрамления батолита, которые могут оказаться представителями более древних магматических комплексов, возможно даже раннепротерозойского возраста.

2. В случае, если Верхнеундинский батолит является среднепозднепалеозойским образованием, то весьма существенным представляется вывод о формировании гранитоидов этого возраста в виде крупных автохтонных plutonов типа гранито-гнейсовых куполов, аналогичных позднемезозойским plutонам борщовочного комплекса.

3. Следует иметь в виду развитие габброидных интрузий среднепозднепалеозойского возраста (Кручининский комплекс). Ими могут оказаться некоторые тела габбро и габбро-диоритов как в шовной зоне глубинного разлома, так и в системе Борщовочного разлома (например, в верховьях р. Куренги), в отношении которых данные о возрасте отсутствуют.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Мезозойские магматические образования составляют в Пришилкинской зоне наиболее обширную группу. В шовной полосе и южном крыле зоны они занимают значительные площади и доминируют над образованиями других возрастных групп, в северном же крыле их роль гораздо скромнее. Очевидно, это является выражением реальных особенностей мезозойского магматизма, но в какой-то мере объясняется также слабой изученностью северных территорий и отсутствием достаточно четких критериев для выделения мезозойских магматических пород из раннепротерозойских образований.

Очень большая неопределенность существует в отношении раннемезозойского амананского комплекса. Впервые выделенный В. И. Шульдинером в 1956—1958 гг. в северных зонах раннепротерозойской области Восточного Забайкалья (113), этот комплекс изучался и в более южных районах и, в частности, был закартирован Е. М. Лейфманом в системе Могоча-Бушуйского разлома. Позднее в северном

крыле описываемой зоны к нему были отнесены многочисленные тела биотитовых, часто лейкократовых гранитов, показанные в верховьях р. Чача и в междуречье Кары, Ундурги и Черной (данные В. Ю. Шенфиля, И. Д. Чацкиса, В. В. Гольберта, В. С. Шмарлина, Н. С. Тихонова и др.). Выделение этих интрузий из состава раннепротерозойских гранитоидов в основном зависело от субъективных соображений исследователей, в чем можно убедиться, сопоставив геологические карты рассматриваемой территории, принадлежащие разным авторам. Весьма показателен уже упоминавшийся пример с Пильненским массивом, отнесенным В. В. Гольбертом к амананскому комплексу, а В. С. Шмарлиным — к раннепротерозойским гранитоидам. Имеются противоречия в возрастной датировке и других массивов. Все это свидетельствует о ненадежности используемых при картировании типоморфных признаков амананского комплекса. Специально оговаривая данное обстоятельство, мы условно относим к амананскому комплексу такие магматические образования в пределах северного крыла, которые по некоторым признакам обособляются как от раннепротерозойских, так и от позднемезозойских пород. К ним отнесены трещинные тела диоритоидов, развитые в северном обрамлении шовной зоны в бассейне Кары и прилегающих участках. Отсутствие в этих тела признаков регионального метаморфизма и ультраметаморфизма лишает их важного критерия для отнесения к проявлениям раннепротерозойского магматизма, а прорывание интрузиями сретенского комплекса является свидетельством их допозднемезозойского возраста. С еще большей долей условности мы относим к амананскому комплексу гранитоидные интрузии, состав и структура которых несколько отличают их от вмещающих древних пород. Они зарегистрированы в верховьях р. Чача, где, по-видимому, образуют достаточно крупные тела, но их формы и действительные масштабы развития пока не изучены.

Значительно лучше охарактеризованы позднемезозойские образования, широко развитые в шовной полосе и южном крыле зоны. Крайне разнообразные в своих проявлениях, различные по формам залегания, составу и генезису, они возникают в разных структурно-геологических обстановках и поэтому создают принципиально разные магматогенные структуры. Из-за наличия большого числа делительных признаков схема расчленения этих образований могла строиться на разных принципах. Наиболее дробная схема была разработана группой геологов ВСЕГЕИ (100), согласно которой выделялось не менее шести интрузивных комплексов: сретенско-амуджиканский, шахтаминский, цаганолуевский, кукульбейский, ботевский, нерчинско-заводский. В последнее время получила распространение схема, предусматривающая расчленение всех позднемезозойских магматических образований на два индивидуализированных петролого-генетических типа: амуджикано-сретенский и кукульбейский (И. Г. Рутштейн, 1961; В. Л. Литвинов, 1965; Р. М. Константинов и И. Н. Томсон, 1966). Широко известна также схема Р. В. Лесняка, в основе которой лежит тезис о развитии юрского интрузивного магматизма путем прохожде-

ния трех, закономерно сменяющих друг друга фаз (52). К сходному выводу пришли недавно М. И. Кузьмин и В. С. Антипин (48), в построениях которых отстаивается идея о едином цикле юрского магматизма в Восточном Забайкалье.

Как уже отмечалось в вводном разделе этой главы, нами предпринята попытка объединить все разнообразие пород позднемезозойского магматизма в сложноустроенную сретенско-борщовочную серию, состоящую из двух комплексов: сретенского интрузивного и борщовочного палингенно-метасоматического. В составе сретенского комплекса представляется возможным выделить три типа образований: бугоринский — небольшие массивы и штоки порфировидных или равномернозернистых биотит-роговообманковых диоритов и гранодиоритов, сретенский — разных размеров массивы и штоки гигантопорфировидных биотит-роговообманковых гранодиоритов и гранитов, годойский — небольшие штоки и дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфириев и лампрофиров. Выделенные типы, возможно, соответствуют фазам комплекса. В состав борщовочного комплекса включены разнообразные по текстурно-структурным и минералого-петрографическим характеристикам крупные автохтонные гранитоидные plutоны и относительно небольшие интрузивные гранитоидные массивы, а также специфические линейные зоны палингенно-метасоматических образований.

Магматические тела сретенско-борщовочной серии закономерно размещены в Пришилкинской зоне и обнаруживают тесную связь с некоторыми элементами ее позднемезозойской структуры. В пределах шовной зоны наиболее интенсивные проявления магматизма этой серии приурочены к Среднешилкинскому звену, то есть к участку между г. Сретенском и р. Черной. Здесь размещены крупные массивы сретенского типа (Сретенский, Удирингинский, Кара-Чачинский), многочисленные штоки бугоринского типа (Бугоринский, Буглукский, Джорольский, Пронинский, Ушумуканский, Нижнекарийский, Бутанский, Нижнекуренгинский и др.), а также многоструйные рои даек годойского типа, в целом составляющие широкий шовный дайковый пояс. В этом же звене шовной зоны выявлены линейные зоны палингенно-метасоматических образований борщовочного комплекса, тяготеющие к участкам максимальной концентрации интрузий сретенского комплекса (Сретенская, Карианская, Ивановская зоны). В Нижнешилкинском звене шовной зоны магматические проявления серии развиты гораздо слабее и выражены в виде редких штоков бугоринского типа и разреженного роя даек годойского типа. Верхнешилкинское звено шовной зоны представлено в позднемезозойской структуре крупной вулкано-тектонической впадиной, прерываемой внутри отдельными поднятиями фундамента, к которым и приурочены сравнительно слабые проявления магматизма рассматриваемой серии (например, в низовьях р. Нерчи).

В южном крыле Пришилкинской зоны проявления сретенско-борщовочной серии еще более разнообразны. Наиболее крупные поля занимают два автохтонных гранитоидных plutона борщовочного ком-

плекса — Борщовочный и Междуреченский, возникшие в процессе гранитизации допозднемезозойского фундамента. Структурно они представляют собой обширные сводовые поднятия, ограниченные крупными системами разломов и вытянутые вдоль них в северо-восточном направлении. Борщовочный plutон ограничен с севера Верхнешилкинским звеном шовной зоны и Борщовочным разломом — с юга. Находясь внутри клиновидной виргации этих разломов, plutон постепенно сужается в северо-восточном направлении и замыкается с приближением к «Сретенской сигмонде», в плотную достигнув поперечно вытянутого Удирингинского массива гранитоидов сретенского типа. По другую сторону этого массива продолжением Борщовочного plutона является Пологинский plutон, сравнительно небольшое сводовое поднятие такого же типа, занимающее резко суженную часть виргационного клина. Огромный Междуреченский plutон расположен между Шилкинской и Газимурской системами разломов. Поскольку Шилкинская система виргирует от шовной зоны, plutон своей северо-восточной частью приближается к последней.

Юго-западная оконечность Междуреченского plutона примыкает к Уктычинскому поперечному глыбовому поднятию. Само поднятие в большей своей части является вместе сищем крупнейшего интрузива сретенского типа, известного под названием Чача-Джероньского массива *. Подчиняясь структуре поднятия, массив приобретает отчетливое северо-западное удлинение и под прямым углом сочленяется с упомянутой окраиной Междуреченского plutона. Таким же образом он сопрягается с расположенным с другой стороны Пологинским plutоном. Внутри и по краям массива размещаются большие и малые штокообразные эруптивные тела лейкократовых гранитов типа широко известного Ботовского штока, принадлежащие к палингенным перемещенным интрузиям борщовочного комплекса **. Кроме того, через весь массив в северо-восточном направлении протягивается косо-поперечный к нему Джероньский пояс субвулканических тел, даек и малых штоков годойского типа, контролируемый одноименной ветвью разрывных дислокаций, отщепившейся от Шилкинской системы разломов. Важно добавить, что на участке расщепления Джероньская ветвь представляет собой линейную зону рассланцевания и палингено-метасоматических образований борщовочного комплекса, наложенную на гигантопорфировидные граниты сретенского типа. Что касается Джероньского дайково-субвулканического пояса, то он продолжается и за пределами массива, широкой полосой протягиваясь вдоль шилкинской системы разломов, сопровождая Ботовско-Карийскую вулкано-тектоническую впадину.

* Юго-западная, пригазимурская, часть этого массива названа И. Н. Тихомировым Актаиканским массивом.

** Некоторые исследователи относят Ботовский шток и подобные ему тела к ботовскому (100) или кукульбейскому (53) комплексам.

Раннемезозойский магматизм

Амананский интрузивный комплекс

В районах, расположенных севернее рассматриваемой зоны, в амананский комплекс включают трещинные интрузивы, сформировавшиеся в результате трех фаз магматической деятельности (113, 57 и др.). К первой фазе относятся амфиболовые и биотит-амфиболовые гранитоиды и граниты, а также кварцевые диориты и диориты; ко второй — биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты; к третьей — лейкократовые и биотитовые граниты, аляскиты, аплитовидные граниты и гранит-порфиры. Жильные микрограниты, гранит-порфиры и аплиты залегают в виде маломощных даек внутри интрузий, реже — во вмещающих породах. Характерны крупные двух-трехфазовые plutоны с зональным строением.

В северном крыле Пришилкинской зоны подобные крупные многофазные plutоны, сопоставимые с типичными интрузиями амананского комплекса, отсутствуют. Здесь к комплексу условно относят сравнительно небольшие трещинные тела гранитов, реже диоритов, сходные с соответствующими фазами эталонного амананского комплекса.

В верховьях р. Кары в 1971—1972 гг. В. Л. Литвиновым закартирована густая сеть трещинных тел мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, пронизывающих вмещающие их сланцеватые гранодиориты. Ориентировка тел преимущественно субмеридиональная, однако полоса развития их не имеет отчетливой вытянутости, очертание всего поля близко к изометричному.

Тела сложены главным образом среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами. В маломощных телах обычно отчетливо выражена эндоконтактовая кайма, сложенная мелкозернистыми диоритами.

Диориты и кварцевые диориты отличаются свежим обликом и массивным сложением, породы темно-серые с зеленоватым оттенком. Наиболее распространенные равномернозернистые диориты дают иногда постепенные переходы в игольчатые разновидности, в которых «иглы» амфиболя достигают 2—3 см. Нередко отмечаются переходы в пятнистые неравномернозернистые габбро-диориты.

Структура диоритов гипидиоморфнозернистая, с отчетливым идиоморфизмом плагиоклазов, а также амфиболов и биотитов.

Минеральный состав диоритов качественно выдержан, хотя содержание отдельных минералов варьирует: роговая обманка — 5—18%; биотит — 5—10% плагиоклаз — 40—55%, кварц — 5—15%; содержание калишпата незначительно.

Указанные диориты, очевидно, могут отвечать первой фазе амананского комплекса, однако следует отметить, что переходные пятнистые разности, особенно с элементами структур перекристаллизации, трудно отличить от древних метагаброидов.

Значительно шире развиты в северном крыле глубинного разлома разнообразные граниты, относимые разными авторами к амананскому комплексу.

В верховьях р. Чача (пади Инегири, Лугия) среди полей раннедокембрийских гранито-гнейсов резко выделяются массивные крупнозернистые граниты, слагающие сравнительно большие (до 50 км²) интрузии, приуроченные к системе разломов северо-восточного простирания вблизи Куйтунской взбросово-грабеновой зоны.

Массивы дискордантные, контакты с вмещающими породами резкие, инъекционные. Краевые части массивов насыщены дайками аплитов мощностью до нескольких метров.

Граниты наиболее распространенной разновидности — светло-серые, иногда с желтоватым оттенком, среднезернистые, обычно биотит-рогообманковые. Реже отмечаются слабопорфировидные разности с выделениями калишпата, размер которых колеблется от 0,5 до 2 см.

Особенностью гранитов является обилие темно-зеленых шлировидных обособлений овальной, дисковидной, реже неправильной формы. Обычные их размеры не превышают первых десятков сантиметров, но иногда достигают нескольких метров (верховья пади Инегири).

Первичные структуры гранитов магматические, преобладает гипидиоморфнозернистая, тем не менее в шлифах обычно наблюдаются явления перекристаллизации с развитием гранобластовой структуры.

Минеральный состав гранитов: роговая обманка — 1—4%, биотит — 3—5%, плагиоклаз (олигоклаз) — 35—40%, калишпат — 25—35% и кварц — 25—35%. Калишпат вкрапленников обычно нерешетчат, а в основной массе представлен тонкорешетчатым микроклином. Иногда отмечается развитие микроклина по олигоклазу.

В крупных шлировидных обособлениях развитие калишпата отчетливо метасоматическое, образуются сравнительно крупные участки сиенитизации, связанные с неизмененными разновидностями постепенными переходами.

Граниты, слагающие отмеченные интрузии совместно с дайковой серией, представленной главным образом микрогранитами и аплитами (падь Лугия), вероятно, сопоставимы по ряду признаков с породами третьей фазы амананского комплекса.

По данным Ю. В. Казицина и других геологов (100), петрохимической особенностью пород амананского комплекса является их повышенная щелочность; характер распределения и содержания элементов-примесей в гранитах амананского комплекса хорошо отличает их от более древних пород фундамента. Возраст интрузий амананского комплекса определяется следующими данными. Не вызывает сомнений их более молодой возраст по отношению к раннепротерозойским гранодиорито-гнейсам и сланцеватым гранодиоритам, активные контакты с которыми наблюдаются в верхнем течении р. Кары и в бассейне р. Чачи. Менее определенно выглядят их взаимоотношения с раннемезозойскими толщами. Имеются неапробированные данные

В. Ю. Шенфиля (1960—1961) о прорывании лейкократовыми гранитами вулканогенных образований Куйтунской свиты в верхнем течении пади Берега Чачинская. В более северных районах развития амананского комплекса, в частности в зоне Могоча-Бушулейского глубинного разлома, установлено налегание на интрузивы комплекса вулканогенно-осадочной толщи, о возрасте которой свидетельствуют радиологические определения эфузивов в диапазоне 180—160 млн. лет (Е. А. Зайков, 1965). Здесь же получены значения абсолютного возраста различных пород самого амананского комплекса, которые, к сожалению, из-за большого разброса цифр (254—130 млн. лет; Е. М. Лейфман, 1963) не позволяют уточнить данные геологических наблюдений. Условно амананский комплекс датируется как раннемезозойский.

Позднемезозойский магматизм

Сретенско-борщовочная серия.

Сретенский интрузивный комплекс

Различные его образования, объединенные по совокупности геолого-структурных, минералого-петрографических и geoхимических признаков, распределены по трем типам, которые, возможно, соответствуют фазам. Ранней фазой, вероятно, являются породы бугоринского типа, о чем свидетельствуют сравнительно редкие случаи контакта с ними активных интрузий сретенского типа (падь Филиппиха). Сложнее взаимоотношения этих интрузий с малыми телами и дайками годайского типа, которые в большинстве случаев секут гигантопорфировидные гранитоиды, но иногда встречаются в виде ксенолитов в них. Данное обстоятельство заставляет воздержаться от выделения фаз комплекса, заменив их типами пород и интрузивов. Последние, по нашему мнению, являются выражением важнейшей особенности формирования комплекса, заключающейся в том, что появление основных типов пород вызвано различной степенью воздействия на исходную магму основного состава сквозьмагматических глубинных флюидов.

1. Интрузии сретенского типа сложены порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Во многих массивах преобладает гигантопорфировидная разновидность с размером вкрапленников калишпата до 15—20 см, однако практически во всех массивах в эндоконтактовых зонах, а иногда и во внутренних частях развиты умеренно- и мелкопорфировидные разности, связанные с главной разновидностью постепенными переходами. Лишь в Удирингинском массиве преобладают мелкопорфировидные гранодиориты.

Площади выходов на дневную поверхность массивов и штоков различны — от 5 до 270 км². Формы массивов разнообразны — чаще всего они в значительной мере обусловлены контролирующими структурами. Крупнейший Чача-Джероньский массив, развитый в пределах крупного поднятия фундамента, имеет причудливые очертания, лишь общая вытянутость массива совпадает с формой поднятия.

В большинстве случаев в массивах развиты краевые гранит-порфировые фации, хотя часты случаи непосредственного взаимодействия с породами рамы гигантопорфировидных разностей. Контакты обычно резкие, отчетливо интрузивные, экзоконтактовые изменения в основном проявлены слабо. Так, в случае прорывания нижне- и верхнепротерозойских метаморфических образований зона экзоконтакта обычно не превышает 1 м и выражена развитием маломощных зон аплитизации, осветления, иногда перекристаллизации вмещающих пород. Наиболее мощный контактовый метаморфизм проявляется при взаимодействии интрузий с нижнеюрскими отложениями чачинской и матаканской свит. В этих случаях обычны ореолы ороговиковования шириной до нескольких сот метров с развитием биотит-кварц-полевошпатовых роговиков.

Поверхности контактов чаще всего неправильные, извилистые, с маломощными ответвлениями во вмещающие породы. В массивах, контролируемых крупными разломами, ориентировка контактовых плоскостей и плоскостей сместителей обычно совпадает (Кара-Чачинский массив).

Породы сретенского типа характеризуются массивными текстурами. Лишь изредка удается наблюдать ориентированные текстуры, выраженные несовершенной субпараллельной ориентировкой вкраплеников калишпата. Во внутренних частях массивов — это своеобразные крутопадающие «столбы» ориентированных вкраплеников, ориентировка которых постепенно нарушается, и порода вновь обретает массивное строение. В краевых частях некоторых массивов (южное окончание Кара-Чачинского массива, падь Богоча) отмечается устойчивая ориентировка вкраплеников калишпата, подчеркнутая уплощенными, согласно ориентированными шлировидными обособлениями. Ориентировка этого типа имеет первичную магматическую природу, отсутствует наложенное рассланцевание; ширина выхода пород с ориентированными текстурами может достигать 1—2 км, ориентировка вкраплеников исчезает постепенно и имеет пологое падение в сторону массива.

Характерным признаком пород сретенского типа является обилие шлировидных обособлений, называемых некоторыми исследователями (5) ксенолитами. Однако образования этого типа резко отличаются от ксенолитов вмещающих пород в эндоконтактовых зонах массивов. Шлиры имеют неправильную овальную, линзовидную, иногда шаровидную форму, небольшие размеры (в среднем 10—15 см в поперечнике) и выделяются на фоне породы благодаря темно-серой с зелено-ватым оттенком окраске. Распределены они неравномерно, но встречаются во всех массивах и независимо от удаления от контактов. В некоторых участках наблюдаются скопления шлиров, занимающих до 1% объема породы. В отличие от ксенолитов вмещающих пород, обычно почти не измененных, шлирам свойственна выдержанность состава и облика; во всех массивах встречаются мелкопорфировидные шлиры с небольшими (1—3 см) вкраплениками калишпата неправильных кристаллографических очертаний. Наблюдаются случаи про-

растания одним вкрапленником как вмещающего гранитоида, так и шлира при четких границах темной массы шлира с вмещающей породой.

Структуры пород мелко-, средне- и крупнопорфировидные. В качестве вкрапленников рассматриваются лишь крупные кристаллы калишпата. Вкрапленники имеют обычно правильные кристаллографические очертания, распределены в породах равномерно, составляя в среднем 15% объема, в отдельных участках наблюдаются скопления вкрапленников (до 50% объема), рис. 13.

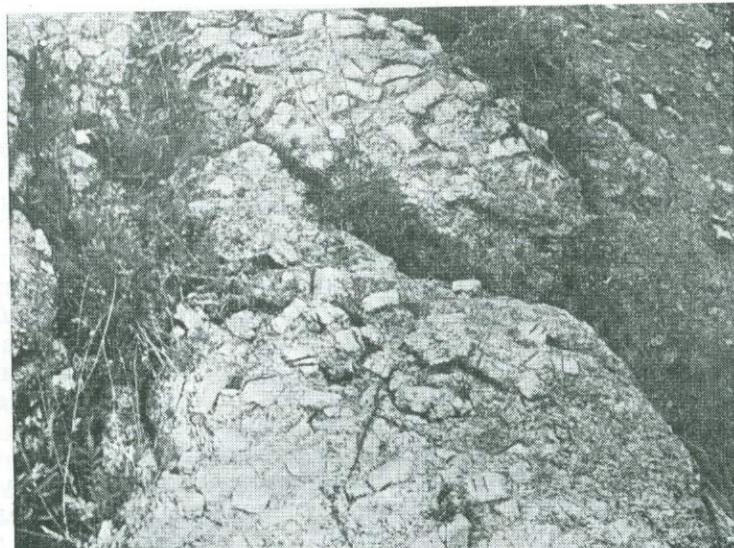


Рис. 13. Гигантопорфировидные граниты Кара-Чачинского массива с густым насыщением вкрапленниками калишпата. Падь Ивановка.

Структуры основной массы сложные, полигенные. Обычно отчетливо выделяется первичная гипидиоморфозернистая структура с идиоморфными роговой обманкой и плагиоклазом, но повсеместно отмечаются структуры замещения. Строение основной массы крупнозернистое; среди минералов выделяются ранние вкрапленники роговой обманки и плагиоклаза, размер которых достигает 4 см, отчего структура становится неравномернозернистой.

Преобладающей разновидностью среди пород сретенского типа являются биотит-рогообманковые граниты, почти полностью слагающие Сретенский, Чача-Джероньский и отчасти Кара-Чачинский массивы. В Удирингинском массиве, Ломовском штоке преобладают биотит-рогообманковые гранодиориты, встречающиеся также в составе Кара-Чачинского и Чача-Джероньского массивов. Такое разделение часто условно, основано оно на несколько большем содержании темноцветных минералов и повышенной основности плагиоклазов в гранодиоритах.

Минералогический состав гранитов — гранодиоритов качественно выдержан: плагиоклаз — 35—40 %, калишпат — 15—25 %, кварц — 25—30 %, биотит — 5—8 %, роговая обманка — 1—2 % (без учета вкрапленников калиевого полевого шпата).

Подробные петрографические профили по Сретенскому, Чача-Джероньскому и Кара-Чачинскому массивам показали, что среди породообразующих минералов выделяются две реакционные минеральные ассоциации: первая представлена роговой обманкой, плагиоклазом (основной олигоклаз — андезин) и высокомагнезиальным биотитом; вторая — калишпатом (в том числе во вкрапленниках) и кварцем, не всегда отмечается развитие второй генерации биотита с более высокими показателями преломления. В породах сретенского типа первая ассоциация выступает в качестве ранней.

Описания породообразующих минералов даны по указанным ассоциациям.

Роговая обманка присутствует в виде темно-зеленых зерен размером 0,1—1,5 см, плеохроируя в буроватых и желтовато-зеленых тонах. Показатели преломления колеблются в пределах: $Ng' = 1,649 - 1,670$, редко до 1,682, $Np' = 1,635 - 1,650$, с $Ng = 14 - 22^\circ$.

Роговая обманка часто корродирована, замещается биотитом; в породах, обогащенных вкрапленниками калишпата, содержание роговой обманки резко снижается, встречается она в виде реликтовых зерен. Кроме биотита в ходе разложения роговой обманки развиваются полевые шпаты и вторичный сфеен.

Биотит обычен в виде хорошо развитых чешуек размером до 0,5—1 см красновато-бурого и оранжевого цвета. $Nm = Ng \approx 1,635 - 1,666$. В подчиненных количествах отмечается зеленовато-бурый биотит ($Nm = Ng = 1,668 - 1,672$), часто развивающийся по роговой обманке.

Плагиоклаз образует крупные, хорошо развитые таблицы, размер которых достигает 3 см (в среднем — 4—8 мм). Плагиоклазы зональны, в основном четко различается зональность двух типов: первичная магматическая и наложенная — « пятнистая зональность » перекристаллизации. Крупные таблицы плагиоклазов обычно имеют широкие ядра с содержанием анортитовой составляющей 28—36 % (табл. 4), по направлению к периферии таблиц нарастают зоны с меньшими количествами анортита, до 22—24 %, часто отмечается ритмичная зональность с повторяющимися по основности зонами. Таким образом, первичные плагиоклазы имеют состав основного олигоклаза — андезина, у внешних зон часто более кислый состав, но это, как правило, связано с перекристаллизацией.

Пятнистая (наложенная) зональность затрагивает большинство зерен плагиоклаза и выражена пятнистым раскислением плагиоклаза (рис. 14). Возникшие «зоны» не имеют закономерного развития, границы их расплывчаты. Наложенная зональность образуется в ходе развития минералов второй генерации, при этом общее содержание ранних плагиоклазов заметно уменьшается: зерна корродируются, замещаются вновь образованным плагиоклазом альбит-олигоклазового

состава, калишпатом и кварцем. Новообразованный плагиоклаз содержит 10—18% Ап. Двойниковые швы ранних плагиоклазов часто изогнуты.

Таблица 4
ОСНОВНОСТЬ ПЛАГИОКЛАЗОВ В ПОРОДАХ
СРЕТЕНСКОГО ТИПА

№ образца	Характер измеряемого зерна	Координаты двойниковой оси или нормали шва			Символ	№ пла-гииокла-за
		Ng	Nm	Np		
2	Ядро зонального зерна	10	81	86	B \perp (010)	30
5	Широкая таблица	9	82	85	B \perp (010)	30
6	Таблица с простыми двойниками	12	79	85	B \perp (010)	32
374	Широкая таблица	4	86	89	B \perp (010)	25
383	"	82	9	89	СП \perp (001)	27
392	"	10	81	89	B \perp (010)	29
4—6	Ядро зонального зерна	13	77	88	B \perp (010)	33
X—20	"	13	77	83	B \perp (010)	32
X—23	"	17	73	85	B \perp (010)	38
X—27	Широкая таблица	14	76	85	B \perp (010)	30

Калишпат встречается в виде крупных вкрапленников и мелких зерен в основной массе. Калишпат вкрапленников образует крупные (4—20 см) таблицы с хорошо развитыми гранями (110) и (201) и представлен высоким или промежуточным триклиническим ортоклазом (5); иногда составляет до 50% объема породы, в среднем 15—30%. Степень рентгеновской триклининости калишпата вкрапленников 0,1—0,2. В составе вкрапленников соотношение ортоклаза и альбита колеблется в рамках Орт₆₄Аб₃₆—Орт₇₄Аб₂₆. Как отмечают М. И. Кузьмин и В. С. Антипов, в пределах одного вкрапленника от центра к краевым зонам наблюдается увеличение ортоклазовой составляющей и уменьшение альбитовой. По данным этих же авторов калишпат основной массы имеет более высокую степень рентгеновской триклининости и заметно обеднен альбитовой составляющей (48). Калишпат основной массы в виде мелких зерен с неправильными очертаниями часто образует глубокие заливы в зернах раннего плагиоклаза.

Калишпат содержит многочисленные включения минералов ранней ассоциации: роговой обманки, биотита, плагиоклаза. Включения, как правило, корродированы, плагиоклаз заметно подкислен. На границе индивидов калишпата и плагиоклаза в последнем обычно обильны мирамекиты.

Кварц развивается в тесной связи с калишпатом, образует крупные горошковидные индивиды, особенно отчетливые в приконтактовых фациях.

Кроме калишпата и кварца ко второй минеральной ассоциации следует отнести и поздний зеленовато-бурый биотит, часто развивающийся по роговой обманке.

Вторичные изменения проявлены в развитии хлорита, минералов группы эпидота. Среди акцессорных минералов повсеместно преобладает сфен, апатит и циркон, реже встречается ортит (71).

Столь обильные в породах сретенского комплекса шлировидные обособления, как показывают результаты петрографического изучения,

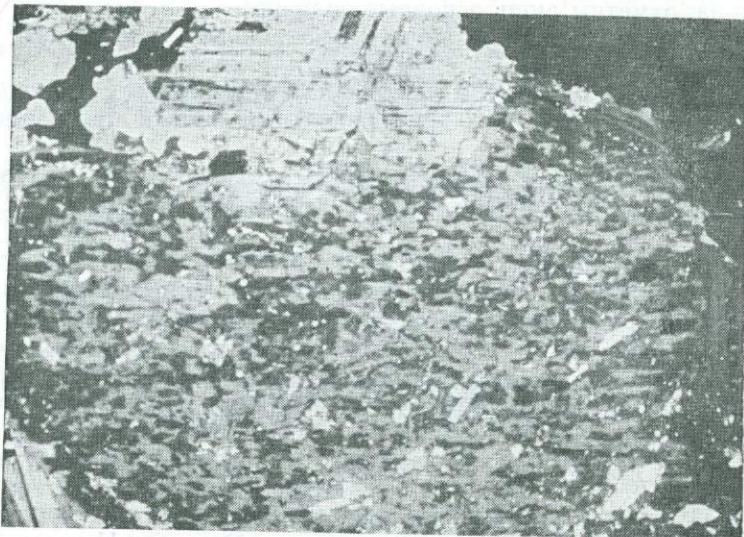


Рис. 14. Пятнисто-зональный плагиоклаз в гранитах Чача-Джероньского массива. Шлиф 33^б. Увел. 54. Николи +.

сложены минералами ранней ассоциации: роговой обманкой и плагиоклазом. Иногда отдельные участки шлиров сложены либо исключительно табличками плагиоклазов, либо одной роговой обманкой. В таких участках развитие вкрапленников калишпат не наблюдается, а в менее уплотненных обособлениях калишпат образует порфиробласты. По всей вероятности, здесь имеет место явление слипания, ранних кристаллов и образование их гломерозернистых агрегатов, в которых нормальная кристаллизация минералов поздней ассоциации затруднена.

2. Интрузии бугоринского типа слагают ряд небольших штоков, расположенных цепочкой вдоль шовной зоны глубинного разлома.

Площади выходов штоков обычно не превышают 50 км²; штоки имеют близкую к изометричной либо вытянутую согласно простиранию контролирующих разломов форму, крутопадающие контакты.

Эндоконтактовые зоны выражены обычно слабо, отмечается лишь незначительное уменьшение размера зерен. Вмещающие породы (сланцы чачинской свиты) ороговикованы в полосе, достигающей десятков метров.

Главной разновидностью пород бугоринского типа являются серые среднезернистые, иногда мелкопорфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты, реже более меланократовые разности относятся к диоритам. Переходы между этими разностями постепенные. По своим текстурно-структурным и минералогическим особенностям породы бугоринского типа полностью сопоставимы с породами сретенского типа, отметим лишь основные отличия:

а) резко ограниченное развитие порфировидных разностей; более мелкозернистое строение основной массы;

б) большая меланократовость пород, содержание темноцветных минералов достигает 15—20%, а содержание минералов ранней ассоциации — 70—75%;

в) калишпат и кварц развиты слабее, суммарное их содержание редко превышает 40%, вкрапленники калишпата достигают 1—2 см по длиной оси.

Если принадлежность большинства штоков бугоринского типа к сретенскому комплексу серьезных возражений не вызывает, то положение выделенного нами Нижне-Куренгинского штока требует дополнительных обоснований.

Шток расположен непосредственно к югу от Сретенского массива и отделен от последнего узкой полосой верхнепротерозойских сланцев. Первоначальную форму и размеры штока установить трудно, в современном срезе реликты штока вытянуты в северо-восточном направлении.

Западная часть штока (низовья пади Куренга) существенно отличается от восточной (пади Филиппиха, Ипатуха Чашевитая). В западной части шток сложен мелкопорфировидными, реже равномернозернистыми, среднезернистыми гранодиоритами, реже диоритами, близкими по минералогическому составу и химизму к типичным породам сретенского комплекса. В краевых частях штока (устье пади Куренга) отчетливо проявляется эндоконтактовая фация мелкозернистых диоритов.

К северо-востоку от р. Куренги мелкопорфировидные гранодиориты подвергаются прогрессирующему рассланцеванию и наложенному метасоматозу, что преобразует первичный облик и состав пород. Изменения носят струйный характер, с локальными максимумами преобразований, с возникновением сланцеватых гранодиоритов и гранитоидов, часто относимых к борщовочному комплексу (К. В. Вараксин, 1969).

Наложенные процессы, действительно имеющие, по нашим представлениям, отношение к проявлениям борщовочного комплекса, будут описаны при рассмотрении Сретенской зоны палингенно-метасоматической переработки субстрата в качестве раннего ее проявления.

Первичные же породы — мелкопорфировидные гранодиориты и диориты отнесены к бугоринскому типу интрузий, внедрившихся несколько раньше интрузий собственно сретенского типа, о чем свидетельствуют многочисленные факты прорывания массивных и слан-

цеватых пород Нижне-Куренгинского штока породами Удирингинского массива.

3. Интрузии годойского типа, рассматривающиеся иногда в качестве дайковой серии сретенского комплекса, характеризуются большим разнообразием.

Преимущественным развитием в пределах отмеченных выше поясов пользуются разноориентированные дайкообразные тела различной мощности и протяженности. Чаще встречаются дайки мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров, редко мощность даек возрастает до 20—30 и даже 50 метров (верховья пади Улейги-ча). Небольшие штоки и субвулканы развиты главным образом в Джероньском поясе, площади штоков не превышают 3—5 км² (Годойский шток). Цепочка штоков вытянута по удлинению пояса.

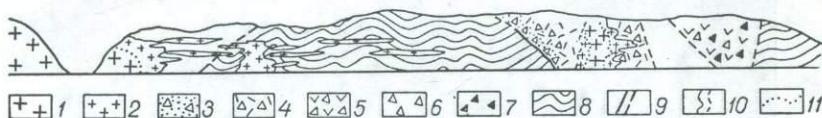


Рис. 15. Зарисовка левого борта р. Шилки от устья пади Годой до западной окраины с. Шилкинский Завод:

1 — гранит-порфирьгодойского типа; 2 — эндоконтактовая фация гранит-порфиров; 3 — туфобрекчи с примесью терригенного материала в составе цемента; 4 — лавобрекчи с цементом кислого состава; 5 — лавобрекчи с цементом среднего состава; 6 — обломки сланцев и эфузивов кислого состава; 7 — обломки гранит-порфиров годойского типа; 8 — сланцы тиганской свиты; 9 — разломы; 10 — геологические границы; 11 — граница фаций.

Контакты интрузий годойского типа обычно резкие, лишь контакты субвулканических штоков с лавобрекчиями урдюганской свиты (с. Шилкинский Завод) иногда расплывчаты. В этом районе отчетливо проявляется тесная связь интрузий годойского типа с эфузивным магматизмом.

Субвулканические штоки биотит-рогоовообманковых гранодиорит-порфиров прорывают здесь лавобрекчию с обломками кислых эфузивов. В свою очередь, обломки гранодиорит-порфиров обнаружены в лавобрекчиях, цемент которых имеет средний состав (рис. 15). Дайки и штоки сложены в основном диоритовыми порфиритами и гранодиорит-порфирами, реже встречаются гранит-порфиры и лампрофиры.

Так называемые гибридные гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты слагают иногда совместно штоки и дайки сложного зонального строения, но чаще тела сложены одной разновидностью (рис. 16).

В зональных дайках обе разновидности находятся в тесной взаимосвязи. Гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты отличаются обилием крупных вкрапленников калишпата и округлых выделений кварца на фоне темно-серой и серой мелкозернистой основной массы, состав которой изменяется от гранодиоритового до диоритового, реже лампрофирового. Постепенные переходы между участками различного состава можно видеть в пределах даже одного шлифа.

Несоответствие состава крупных вкрапленников (калишпат, кварц) составу базиса послужило причиной выделения таких пород под названием «гибридные порфиры» (М. Б. Бородаевская, Н. В. Петровская, 1955).

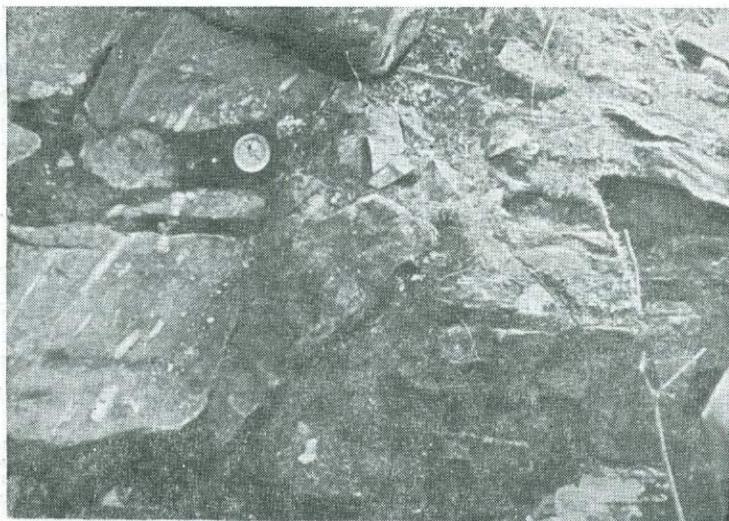


Рис. 16. Дайка «гибридных» диоритовых порфиритов в нижнепротерозойских кристаллических сланцах. Удлиненные выделения калишпата ориентированы согласно линии контакта. Падь Улейчика Левая.

Отмеченная ранее особенность минерального состава пород среднегорного типа прослеживается в общем виде и на примере интрузий горной складки. Здесь столь же очевидно выделяются реакционные минеральные ассоциации. Ранняя ассоциация сложена фенокристами роговой обманки, плагиоклаза и биотита; поздняя — калишпатом и кварцем, однако в дайках базис, очевидно, изменявшийся в ходе выделения вкрапленников, раскристаллизован в последнюю очередь (рис. 17).

Общая особенность усложняется наличием реакционных кайм вокруг вкрапленников калишпата и кварца, на что неоднократно указывали М. Б. Бородаевская, В. Л. Литвинов, Л. В. Соловьева и другие исследователи. Отмечают каймы как калишпатового (рис. 18), так и олигоклазового состава вокруг крупных вкрапленников калишпата, что, по-видимому, объясняется различным изменением кислотности — щелочности среды.

Таким образом, наиболее ранние выделения представлены роговой обманкой, биотитом и плагиоклазом, реже пироксенами, размер которых редко превышает 2—3 мм (в среднем 0,5—1 мм). Эти минералы слагают и основную массу диоритовых порфиритов, однако в

составе основной массы гранодиорит-порфиров резко увеличивается содержание калишпата и кварца (до 35—40%).

Роговая обманка — зеленовато-бурая, резко удлиненная, достигает в длину 3 мм (в основной массе 0,2—0,5 мм), иногда замещается биотитом, хлоритом и минералами группы эпидота. Показатели преломления: $Ng' = 1,660—1,672$, $Np' = 1,648—1,652$, $cNg = 16—18^\circ$.

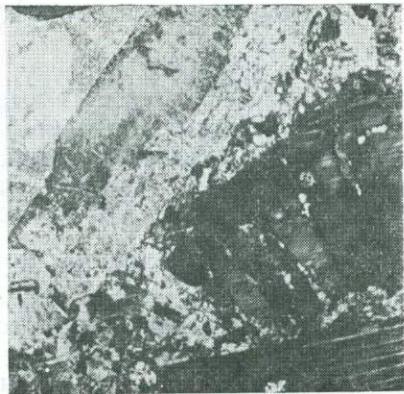


Рис. 17. Ранний протоклаз в плагиоклазах ранней ассоциации. Вкрапленник калишпата (светлое) дроблением не затронут. Диоритовый порфирит. Шлиф Б-1. Увелич. 32. Николи +.

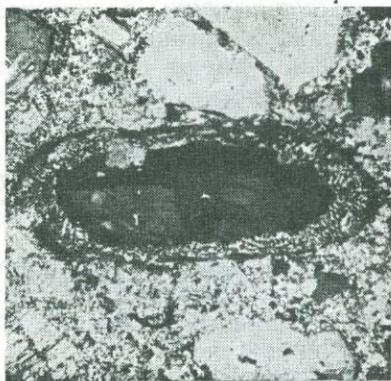


Рис. 18. Дорастание вкрапленника калишпата кварц-калишпатовым агрегатом. Диоритовый порфирит. Шлиф Б-1. Увелич. 10. Николи +.

Биотит представляет собой крупные (до 2 мм) чешуи красновато-бурого цвета, в основной массе часто образует мелкочешуйчатые скопления совместно с роговой обманкой. $Ng = Nm = 1,650$.

Моноклинный пироксен сравнительно редок, встречается в диоритовых порфиритах ($cNg = 35—40^\circ$).

Плагиоклаз образует крупные (до 2 мм) таблички и удлиненные листы в основной массе, обычно зонален, внутренние зоны содержат 35—45% анортитовой молекулы, периферические зоны сложены плагиоклазом № 28—30 (замеры в иммерсионных жидкостях).

Калишпат, как уже отмечалось, образует крупные (до 5—6 см) вкрапленники, чаще имеет овальные, дисковидные формы, неправильные очертания с многочисленными «заливами» основной массы. Заливы, вероятно, возникли в ходе роста; в них, как правило, находятся ранние вкрапленники роговой обманки и биотита, сцементированные основной массой. Участки основной массы с ранними вкрапленниками буквально переполняют внутренние части вкрапленников, однако состав их резко изменен, содержание калишпата и кварца в таких участках достигает 60—70%. Характерной чертой вкрапленников калишпата является обилие включений ранних вкрапленников роговой об-

манки, биотита, плагиоклаза. Включения корродированы, плагиоклаз разлагается, иногда наблюдаются дробленные зерна плагиоклаза, сцементированные калишпатом.

В основной массе калишпат содержитя в значительных количествах лишь в гранодиорит-порфирах в виде сростков с кварцем. Округлые выделения кварца (0,5—2 см) распространены еще более широко, в породах с лампрофировым базисом вкрапленники сложены преимущественно кварцем.

Гранит-порфиры распространены в Джероньском пояссе (устье падей Годай, Улейгича).

Породы имеют серую, часто с кремовыми оттенками окраску, порфировое строение. Мелкие вкрапленники, сравнительно слабо выделяющиеся на фоне полнокристаллической основной массы, представлены роговой обманкой, биотитом, полевыми шпатами, реже кварцем; занимают до 70% объема породы. Микргранитовая основная масса сложена биотитом, роговой обманкой, плагиоклазом, калишпатом и кварцем.

Лампрофирсы особенно широко развиты в междуречье рек Шилки и Газимура. Преобладают спессартиты, встречаются также керсантиты и одиниты. В последних обычно отмечаются значительные содержания пироксенов.

Особенности химизма пород сретенского комплекса. Как видно из приведенных полных силикатных анализов (табл. 5), пересчитанных по методу А. Н. Заварецкого, породы сретенского, бугоринского и годойского типов относятся к классу пород, пересыщенных кремнеземом ($Q>20$), и к группе, умеренно богатой щелочами (в среднем $a/c>5$); породы годойского типа имеют последовательно увеличивающуюся основность.

Если сравнивать положение векторов на диаграммах с положением линий, соединяющих фигуративные точки составов средних типов пород по Дэли, то можно отметить, что проекции векторов всех пород комплекса сдвинуты вправо по отношению к линии известково-щелочного ряда, что свидетельствует о несколько повышенной щелочности всех типов пород и относительной бедности связанным в плагиоклазах кальцием (рис. 19, 20).

Наряду с породами, пересыщенными глиноземом, обычны породы, недосыщенные им. Причиной этого, как и значительных колебаний значений a , могут быть более поздние наложенные процессы. Проекции точек составов пород, пересыщенных глиноземом, на плоскости CB смешены вправо, что свидетельствует об обеднении полевошпатовой известью.

Полевошпатовая часть характеризуется преобладанием натрия над калием ($n>50$), номер плагиоклаза в различных типах пород изменяется плавно (колебания n незначительные). Большинство векторов в плоскости AB имеет наклон вправо, что объясняется наличием неполевошпатовой извести, связанной в роговой обманке. Последняя присутствует в подавляющем большинстве пород комплекса.

Характерной особенностью пород сретенского комплекса является аномально низкая железистость и высокая магнезиальность, что отмечают многие исследователи (5, 10 и др.).

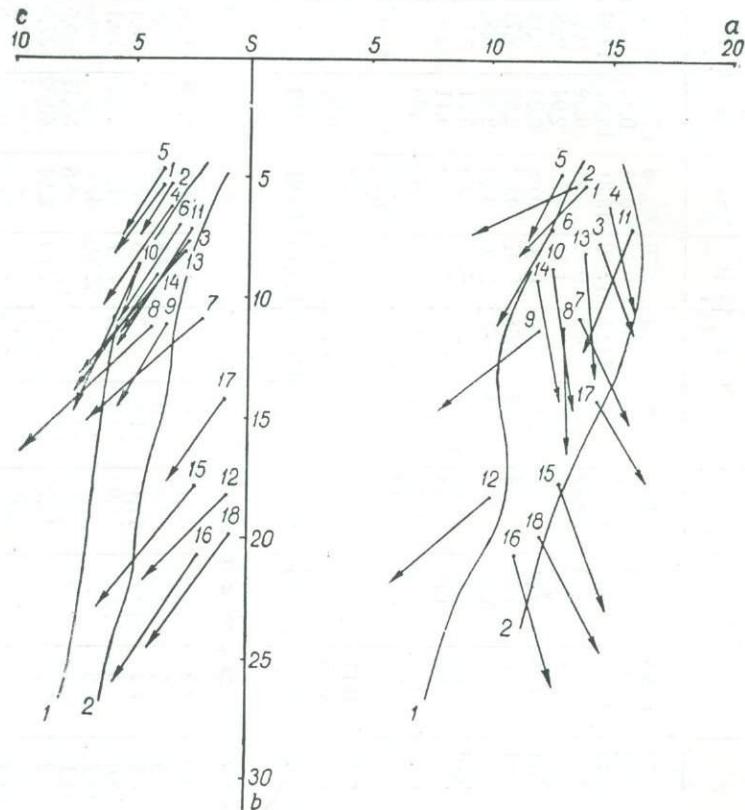


Рис. 19. Векторная диаграмма химических составов пород сретенского и бугорынского типов (по А. Н. Заварицкому).

Средние типы пород по Р. А. Дэли: 1 — известково-щелочной ряд; 2 — ряд пород повышенной щелочности. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 5.

Составы биотитов и роговых обманок в полной мере отражают эту особенность химизма пород, они также характеризуются аномально низкой железистостью независимо от основности пород.

Так, отклонение железистости от стандартных (по Дэли) данных для Чача-Джероньского массива составляет 15—20% для гранитов, 16—21% — для диоритовых порфиритов и 6—12% — для гибридных порфиров (53).

На диаграмме (рис. 21) показаны составы породы всех типов сретенского комплекса. Структура роя отражает тесную их взаимосвязь по содержанию пордообразующих компонентов. На диаграмме отчетливо видно постепенное снижение содержаний двухвалентных

Таблица 6

СПИСОК ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ К ТАБЛИЦАМ И ДИАГРАММАМ

№ п/п	№ образца	Порода	Автор коллекции и год	Аналитик
1	447	Порфировидный гранит. Сретенский массив	В. К. Полетаев, 1947	М. Е. Козакова
2	639a	То же	То же	
3	619	Порфировидный гранодиорит. Удирингинский мас- сив	"	В. Молева
4	624	То же	Н. И. Тихомиров, 1964	"
5	7	Порфировидный гранит. (среднее из трех анализов)	"	
6	660	Порфировидный гранит. Чача-Джероньский массив	Ю. Ф. Мисник, 1964	К. А. Григорович
7	1178	То же	То же	А. С. Сивкова
8	1178/2			
9	21/1	Мелкопорфировидный гра- нит. Чача-Джероньский массив	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1969	К. А. Григорович
10	144	Порфировидный гранит. Кара-Чачинский массив	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1970	"
11	102a	Гранодиорит-порфир. Ломовский шток	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1971	"
12	4839	Порфировидный гранит. Чача-Джероньский массив	Н. И. Тихомиров	ЦХЛ дальневост. геолуправления
13	2218	То же		ЦХЛ ВСЕГЕИ
14	320	"		ХЛ Читинского геолуправления
15	118	Диорит	Ю. Ф. Мисник, 1966	ХЛ Львовского университета
16	104	"	То же	То же
17	46	Гранодиорит	"	
18	111			
19	37/35	Диоритовый порфирит	Ю. Ф. Мисник, 1964	"
20	563	Гибридный гранодиорит- порфир	То же	"
21	39/1	Анdezитовый порфирит	"	"
22	390	Лампрофир	"	"
23	57/3	Диоритовый порфирит	"	"
24	621			
25	21/169	Гранодиорит-порфир	А. И. Шадрин	ХЛ Читинского геолуправления
26	26/1	Диоритовый порфирит	Ю. Ф. Мисник, 1964	ХЛ Львовского университета
27	387/1	Диоритовый порфирит	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1970	К. А. Григорович
28	387/2	Гранодиорит-порфир	То же	"
29	A-602	Гибридный порфир	Н. И. Тихомиров	
30	43	Скиалит в мигматитах	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1969	Э. И. Бунчук

Продолжение табл. 6

№ п/п	№ образца	Порода	Автор коллекции и год	Аналитик
31	39/1	Мигматит	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1969	Э. И. Бунчук
32	46/2	"	То же	"
33	64/2	"		
34	43/5	"		
35	58/2	Гранито-гнейс		
36	44/5	"		
37	44/2	Мигматит		
38	54/1	Гранито-гнейс		
39	58/1	"		
40	64/2	"		
41	304/2	Скиалит в мигматитах. Междуреченский pluton	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1970	Л. П. Кулева
42	85	То же	То же	"
43	851	Порфиробластовый мигма- тит		
44	355	Гранито-гнейс	Ю. Ф. Мисник, 1964	XЛ Львовского университета
45	225	Порфиробластовый грани- тоид	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1971	К. А. Григорович
46	35	Мелкозернистый лейкокра- товый гранитоид		
47	90/7a	Слабо переработанный гранит сретенского массива	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1969	
48	89/4	Метасоматит	То же	"
49	90/7			
50	91/2	Сланцеватый гранито- гнейс		
51	91	Слабо переработанный гра- нит Кара-Чачинского мас- сива	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1970	
52	92в	Сланцеватый гранито- гнейс	То же	
53	93б/г	Перемещенный гранит	И. Н. Тихомиров, 1956	
54	2279	Морионовый гранит. Бо- товский массив	П. И. Ноздрин, Т. С. Иванова, 1942	
55		Морионовый гранит. Бо- товский массив	М. И. Кузьмин, В. С. Антипов, 1972	
56	Среднее шести спектр. хим. ан.	Гранит. Ботовский массив		

оснований и железа при росте содержаний щелочей и кремнекислотности пород.

По данным М. И. Кузьмина и В. С. Антипина (48), составы всех пород амуджикано-сретенского комплекса не выходят из области тем-

пературного минимума диаграммы альбит—олигоклаз—кварц, к которой приурочены составы гранитов магматического происхождения.

Как показывает анализ распределения элементов-примесей, породы сретенского комплекса характеризуются вполне определенными

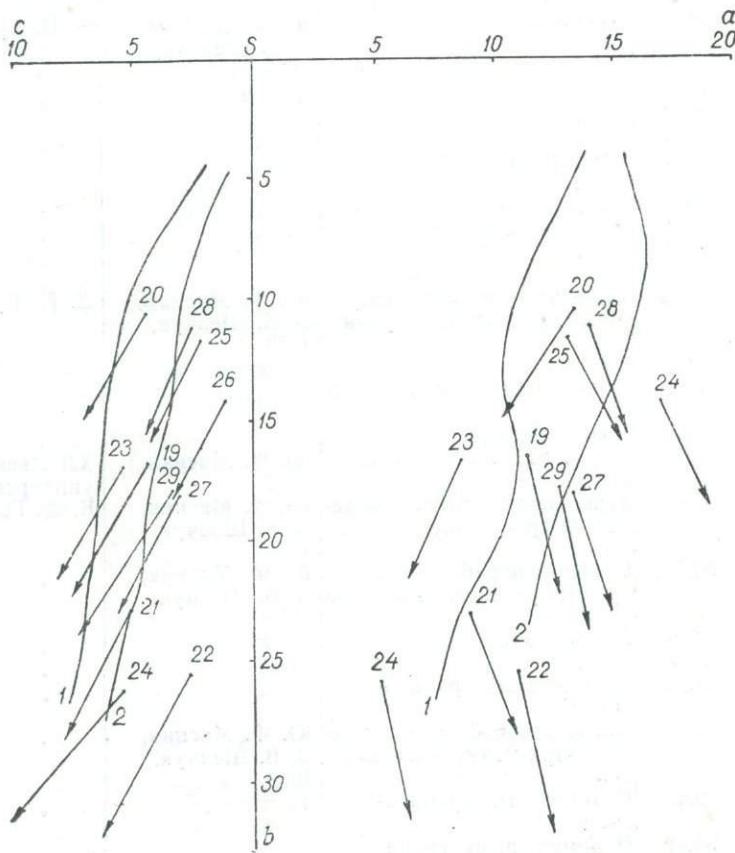


Рис. 20. Векторная диаграмма пород годойского типа (по А. Н. Заварицкому). Условные обозначения см. рис. 19.

геохимическими особенностями. Во всех породах комплекса устанавливается повышенное содержание элементов, характерных для пород основного состава: титана, хрома, кобальта, никеля и меди. Повышено также содержание лития и олова. Содержание рубидия, таллия, бериллия, бария, стронция, золота, молибдена, свинца, цинка, ванадия и фтора, по данным В. С. Антипина, близко к кларковому. Сходными чертами характеризуется распределение элементов-примесей в шлифовых обособлениях. Как показал В. Л. Литвинов (53), биотиты и роговые обманки пород сретенского комплекса также содержат повышенные количества кобальта, никеля, хрома и меди.

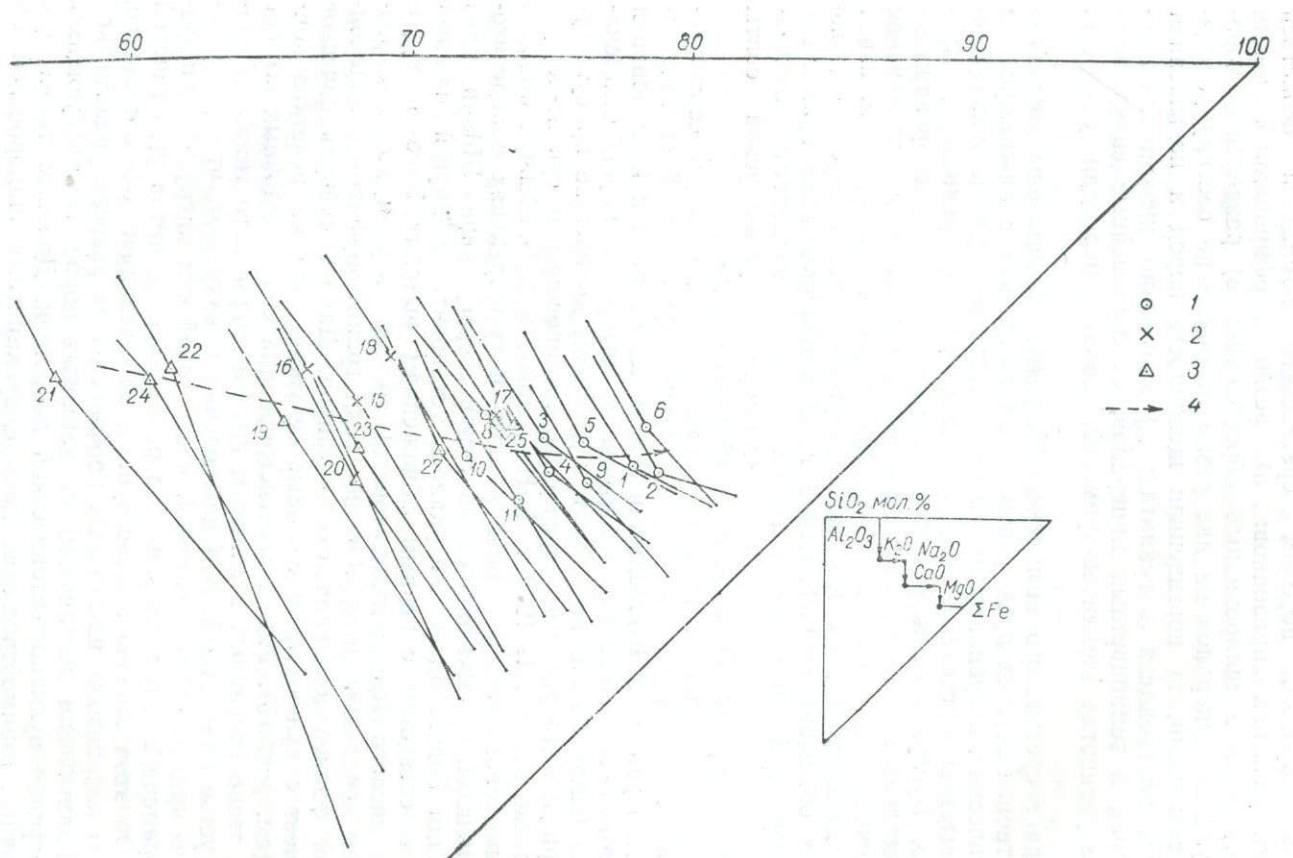


Рис. 21. Семикомпонентная диаграмма составов пород сретенского комплекса (по В. Н. Лодочникову):
1 — породы сретенского типа; 2 — породы бугоринского типа; 3 — породы годойского типа; 4 — вариационные линии.

Таким образом, породам сретенского комплекса свойствен ряд специфических признаков: а) резко порфировидный облик пород; б) обилие шлировидных обособлений; в) разделение поро- дообразующих минералов на две резко отличные по составу реакционные ассоциации; г) повышенная щелочность пород и повышенная основность плагиоклаза в гранитах; д) аномально низкая железистость пород и темноцветных минералов; е) повышенные содержания в кислых разностях элементов-примесей, характерных для основных пород.

Возраст сретенского комплекса. Надежно установлены активные взаимоотношения всех трех типов пород комплекса с нижнеюрскими фаунистически датированными толщами. Хорошо изучены дискордантные контакты Сретенского, Кара-Чачинского, Бугорынского, Пронинского, Буглукского и некоторых других массивов, сопровождающиеся отчетливыми зонами экзоконтактовых роговиков в матаканской и чачинской свитах. Эти же отложения, а также чалбучинская свита секутся дайками годойского типа. Хорошо диагносцируемые даже в мелких обломках специфические гигантопорфировидные граниты и «гибридные» дайковые породы годойского типа неоднократно отмечались в галечном материале конгломератов усть-карской свиты (Н. А. Хрущев, 1927; Ю. Ф. Мисник, 1957—1963 и др.).

Однако наибольший интерес представляют данные о соотношении пород годойского типа с вулканогенной урдюганской свитой, полученные в районе с. Шилкинский Завод. Как показали исследования Ю. Ф. Мисника в 1962 г., в обломочном материале туфоконгломератов, выходящих по пади Чалбуча, в большом количестве присутствуют кварцевые диоритовые порфиры, ламирофиры и гранит-порфиры годойского типа. В 1972 г. В. Н. Полохов и В. В. Шевчук описали подобный обломочный материал в лаво- и туфобрекциях с андезитовым цементом, обнажающихся на левом берегу реки Шилки близ устья пади Годай. Здесь же удалось установить и другой важный факт: по соседству с первым обнажением выходят лаво- и туфобрекции кислого (фельзит-дацитового) состава, внутри которых размещается небольшое штокообразное тело гранит-порфиров с эндоконтактовой фацией из кварцевых порфиров. Данное субвулканическое тело имеет с вулканитами сложные секущие, местами нечеткие контакты (см. рис. 15). Рядом зарегистрирована серия подобных штоков и даек, тесно связанных с главным штоком годойского типа, выходящим в устье пади Годай. Эти наблюдения показывают, что формирование вулканитами восточного крыла Урала ведется в пределах годойской свиты. Об этом же свидетельствует и то очевидное обстоятельство, что лавы кварцевых андезитовых порфиритов из разреза урдюганской свиты практически неотличимы от дайковых пород, локализующихся по периферии вулкано-тектонической депрессии. Добавим также, что аналогичные взаимоотношения даек с вулканитами шадоронской серии описаны И. Н. Томсоном и другими исследователями в пределах Талангуе-Куренгинской впадины (102).

Таким образом, полевые геологические данные определяют достаточно узкий возрастной диапазон сретенского комплекса в рамках средней и поздней юры. В более широкий диапазон укладываются результаты радиологического изучения пород комплекса (табл. 7). Любопытно, что значения абсолютного возраста гранитоидов сретенского типа могут быть разбиты на три равноценные (по количеству определений) группы: раннеюрскую — с максимумом 185—180 млн. лет, среднеюрскую — 173—165 млн. лет и раннемеловую — 137—124 млн. лет. Породы бугоринского типа характеризуются основным максимумом из среднеюрских значений (164—154 млн. лет), которому подчинены два малых максимума: раннеюрский (188—186 млн. лет) и позднеюрский — раннемеловой (140—120 млн. лет). «Гибридный порфир» годойского типа неожиданно показал позднемеловой (!) возраст (82—60 млн. лет), правда, по единичному определению. Радиологических данных пока немного, и с их обобщением не следует торопиться. Однако полученные цифры настораживают и требуют более внимательного изучения времени формирования сретенского комплекса, который может оказаться гораздо продолжительнее диапазона, фиксируемого с помощью геологических реперов.

Борщовочный палингено-метасоматический комплекс

1. Автохтонные plutоны. Пологинский plutон. Развивается в пределах одноименного сводового поднятия, расположенного на правобережье р. Шилки в бассейне рек Удыча, Ералга и Чичкан. В плане поднятие имеет плавные овальные очертания; длинная ось его несколько вытянута в восточно-северо-восточном направлении. Сланцеватость пород периферических частей поднятия образует куполовидную структуру, площадь современного среза которой составляет около 160 км² (рис. 22).

Рамой plutона служат в основном кристаллические сланцы и гнейсы, часто мигматизированные. Разрезы нижнепротерозойских образований, обрамляющих plutон с севера и северо-востока, не отличаются большим разнообразием. Преобладающим развитием пользуются биотитовые гнейсы и мигматизированные биотит-роговообманковые кристаллические сланцы мелко-среднезернистого строения. На юго-восточном окончании поднятия (падь Чичкан) выходят очковые ветвисто мигматизированные биотит-роговообманковые плагиогнейсы и кристаллические сланцы.

Западная часть plutона развивается по сланцевым толщам джорольской свиты, среди которых преобладают зеленокаменные породы.

Контактовая зона образований plutона с породами рамы почти во всех изученных разрезах выражена мощной полосой (200—500 м) брекчированных и окварцеванных пород, что не позволяет наблюдать непосредственный переход от пород субстрата к образованиям мигматитовой каймы plutона.

Таблица 7

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ПОРОД СРЕТЕНСКО-БОРЩОВОЧНОЙ СЕРИИ
(калий-argonовый метод)

Комплекс, интрузивный тип, массив, местоположение и номер пробы	Абсолютный возраст (млн. лет)	Автор и год отбора пробы	Лаборатория, аналитик
Сретенский комплекс			
Сретенский тип			
Сретенский массив рр. Моргул, Матакан	183, 170	И. Н. Тихомиров, 1960	ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая
рр. Шилка (88), Ипатуха (108)	181, 181	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1968	Львовский ун-т Г. Х. Чеджемов
рр. Шилка, Моргул, Матакан	137, 124	В. Ю. Шенфиль, 1960	Читинское геол. упр. М. А. Демехина
Удирингинский массив р. Ипатуха (103/2)	190	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1968	Львовский ун-т, Г. Х. Чеджемов
р. Удыча (27, 28)	137, 124	Ю. Ф. Мисник, 1965	"
Чача-Джероньский массив р. Чичикан (19/1, 21/1, 63/1).	173, 165, 180	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1968	"
р. Джеронь (126, 332/1)	135, 131	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1969	"
р. Ушмун-Чачинский (46)	100	Ю. Ф. Мисник, 1965	"
р. Покая Газимурская	170, 183	И. Н. Тихомиров, 1960	ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая
Кара-Чичинский массив р. Чалбуча (48)	191	Ю. Ф. Мисник, 1960	"
р. Челенгуй Чачинский	185	И. Н. Тихомиров, 1960	"
рр. Чалбуча, Кара-Таратушка	150, 136	А. И. Шадрин, 1960	Читинское геоло- гоуправление, М. А. Демехина
Бугорынский тип			
Бугорынский шток р. Бугорья Чачинская	188, 164, 160 158, 156	В. П. Полохов, 1970	ИГЕМ АН СССР
Карийский шток р. Кара (118)	120	Ю. Ф. Мисник, 1965	Львовский ун-т, Г. Х. Чеджемов
Куларкинский шток рр. Куларки (111), Алия (104)	161, 154, 140 130	В. П. Полохов, 1970 Ю. Ф. Мисник, 1965	ИГЕМ АН СССР
Нижне-Куренгинский шток р. Филиппиха близ Сретенска (147)	186	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1968	Львовский ун-т, Г. Х. Чеджемов

Комплекс, интрузивный тип, массив, местоположение и номер породы	Абсолютный возраст (млн. лет)	Автор и год отбора пробы	Лаборатория, аналитик
Годойский тип			
Дайка кварцевого диоритового порфирита. Р. Кара, Дмитриевское месторождение (26/1)	82, 60	Ю. Ф. Мисник, 1960	ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая
Борщовочный комплекс			
Междуреченский plutон р. Улейчика, правый борт Шилки (303/1)	125	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1969	Львовский ун-т, Г. Х. Чеджемов
р. Боты, юго-западный край plutона	145, 144, 141, 124, 120, 119	А. В. Семикин, 1967	Читинское геол. упр.
Пологинский plutон р. Чичикан (52/7)	161	Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук, 1968	Львовский ун-т, Г. Х. Чеджемов
(60/1)	220	Ю. Ф. Мисник, 1960	ВСЕГЕИ, Н. И. Полевая
р. Удыча, падь Шокша (30/1)	115	Ю. Ф. Мисник, 1965	Львовский ун-т, Г. Х. Чеджемов
р. Ералга (001-65) Борщовочный plutон рр. Кур-Кура, Коренная	103	*	"
Ботовский шток голец Ботовский	130, 124	В. Ю. Шен菲尔ль, 1960	Читинское геол. упр. М. А. Демехина
	128	А. В. Семикин, 1963	Читинское геол. упр.

Полоса брекчий отчетливо прослеживается как в западном окончании plutона в разрезах по падям Шокша и Илия (среднее течение р. Удыча), где мощность зоны дробления, отделяющей сланцы джорольской свиты от мигматитов plutона, достигает 500 м, так и в его северном и южном обрамлении. В нижнем течении р. Ералги наиболее интенсивно наряду с дроблением проявлено окварцевание, затрагивающее как образования периферии plutона, так и примыкающие с севера эфузивы Ералгинской впадины (см. рис. 22).

Слабее изучена контактовая зона в восточном окончании plutона. В верховьях пади Чичикан устанавливается расщепление и затухание зоны брекчий южного контакта. Здесь же отмечаются небольшие тела гомогенных биотитовых гранитов, тесно связанных с образованием plutонов, прослеживающиеся в борту пади Чичикан вдоль восточного окончания plutона, однако зона брекчий здесь не обнаружена.

Мигматитовая кайма, непосредственно примыкающая к контактовой зоне, представляет собой почти сплошное обрамление гранитоидов plutона. Мощность ее различна. Максимальные мощности

(до 1,5—2 км) отмечаются в разрезах по падям Помаки, Илия. Здесь вплотную к полосе дробления подходят полосчатые бластокатализы, претерпевшие интенсивные метасоматические преобразования. С совершенно неизмененные породы субстрата не сохраняются, но структуры и состав реликтов субстрата (скиалитов) свидетельствуют о том, что изменения подвержены метаморфические сланцы джорольской свиты (рис. 23).

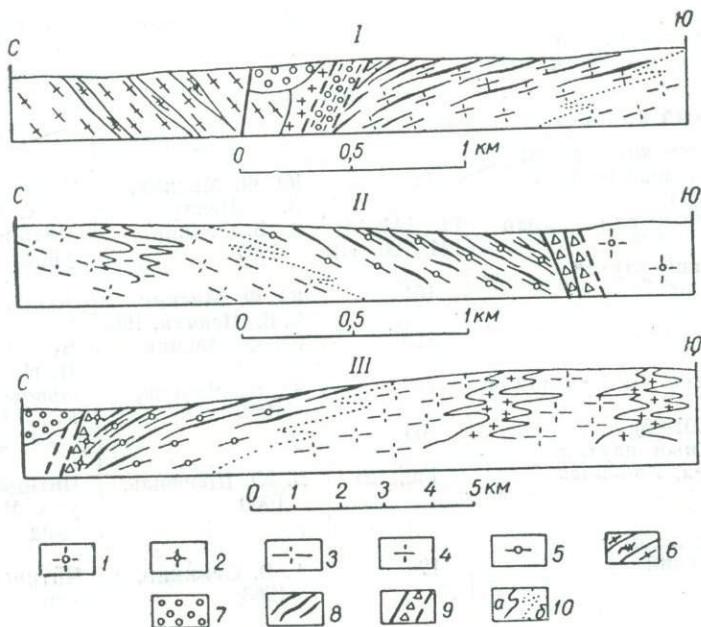


Рис. 22. Схематические разрезы северной (I) и южной (II) частей Пологинского plutона по пади Ералга и разрез Борщовочного plutона вдоль трассы Нерчинск—Балей (III).

1 — гигантопорфировидные граниты Сретенского типа; 2 — пегматоиды; 3 — неравномернозернистые, реже порфиробластовые гранитогнейсы; 4 — мелкозернистые гранито-гнейсы; 5 — порфиробластовые мигматиты; 6 — нижнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы; 7 — конгломераты; 8 — скиалиты, в том числе милониты; 9 — разломы и зоны брекчий; 10 — геологические границы (*a*) и постепенные переходы (*b*).

Мигматиты краевой оторочки plutона характеризуются бластокатастической структурой. Реликты катаклаза сохраняются, несмотря на весьма совершенный бластез. Очевидно неоднократное проявление катаклаза. Обычна также бластофлюидальнокатастическая структура, выраженная плавными изгибами резко удлиненных скоплений кварца и узких «оплывающих» полосок мелкочешуйчатого биотита. Зерна калишпата и новообразованного плагиоклаза также приобретают плоскостную ориентировку.

С удалением в глубь plutона усиление бластеза приводит к исчезновению полосчатых текстур, резко вытянутые скопления кварца

встречаются все реже; начинает преобладать гранобластовая структура с очертаниями зерен, близких к изометричным.

Изменение структур мигматитов сопровождается резким изменением минерального состава. Амфиболы замещаются биотитом с высокими показателями преломления ($Ng = Nm = 1,668 - 1,690$). К реликтовым зернам амфиболов приурочены выделения мелких зерен сфена.

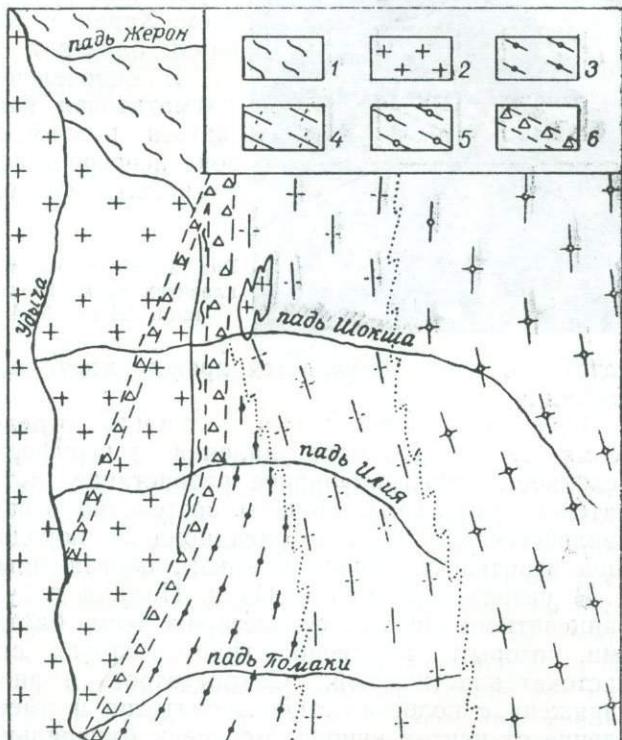


Рис. 23. Схема геологического строения западной окраины Пологинского плутона:

- 1 — сланцы джорольской свиты;
- 2 — граниты Удирингинского массива;
- 3 — полосчатые мигматиты Пологинского плутона;
- 4 — мелковзернистые граниты;
- 5 — неравномернозернистые сланцеватые и массивные гранитоиды;
- 6 — зона брекчирования и окварцевания.

Постепенно биотит становится единственным темноцветным минералом, он образует скопления, резко вытянутые по плоскостям сланцеватости. В биотитовых мигматитах показатели преломления биотита значительно ниже: $Ng = Nm = 1,651 - 1,662$. Содержание биотита постепенно уменьшается, разложение его, происходящее с развитием полевых шпатов и кварца, сопровождается выделением магнетита, что свидетельствует о повышенном потенциале кислорода (40).

В мигматитах отмечается несколько генераций плагиоклазов (№ 12—22), состав наиболее развитой генерации стабилен — 16—18% Ап. Резко возрастает содержание практически отсутствовавшего в породах субстрата калишпата (до 40%). Развитие порфиробласт калишпата, имеющих неправильные, амебовидные формы, повсеместно сопровождается замещением калишпатом плагиоклазов, последние

часто содержатся в порфиробластах в виде корродированных включений с многочисленными антиперититами. Размеры порфиробласт калишпата не превышают здесь 6—8 мм (рис. 24).

Достаточно мощная (свыше 1 км) мигматитовая кайма отмечается и в южной части plutона. В разрезе по правому водоразделу пади Ералга преобладающим развитием пользуются очковые мигматиты с размером порфиробласт калишпата до 3—4 см. Характер минеральных преобразований близок к описанному.

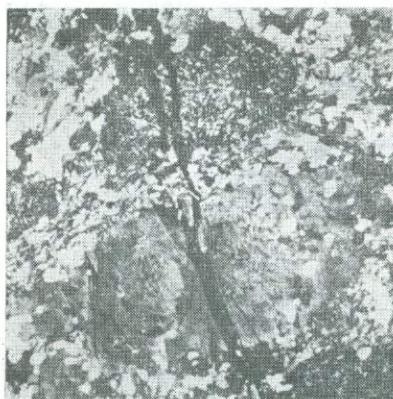


Рис. 24. Порфиробласт калишпата в бластоката-
клизитах мигматитовой каймы Пологинского плу-
тона. Шлиф 50/4. Увелич. 26. Николи +.

гматитовая кайма отмечается прежде всего вдоль северо-восточного окончания plutона.

Гранито-гнейсовая кайма отделена от мигматитовой весьма условно. По мере удаления от периферии plutона происходит послойное и межгранулярное разрастание метасоматического лейко-кратового материала. Породы постепенно осветляются, состав их выравнивается. «Тени» субстрата придают породам небулитовый облик, лишь изредка сохраняются линзы, обогащенные биотитом.

В разрезах по падям Илия, Помаки небулиты сменяются резко сланцеватыми мелко-, среднезернистыми биотитовыми гранито-гнейсами, которым свойственна гранобластовая структура с реликтами бластокатаклазической. Сланцеватость гранито-гнейсов полностью сопряжена с полосчатостью мигматитов и имеет повсеместно пологое падение от центра купола. Вся цепь минеральных преобразований завершается устойчивым парагенезисом — биотит—олигоклаз—калишпат—кварц, отвечающим первому полю диаграммы потенциалов щелочей (37).

Мелко-среднезернистые гранито-гнейсы являются наиболее распространенной разновидностью; в юго-восточной части plutона отмечается большое разнообразие гранито-гнейсов. Широко развиты сланцеватые средне-крупнозернистые гранитоиды (верхнее течение р. Ералга, г. Путиловка) и порфиробластовые разности, размеры порфиробласт калишпата достигают 5—6 см. В участках с резко редуцированной магматитовой каймой (разрез по пади Ералга) к контактовой зоне примыкают бластокатаклазиты, близкие по составу к гранито-гнейсам, их отличает густая параллельно-плоскостная сеть милонитов; реликты милонитизации и катаклаза и в этом случае исчезают постепенно, с усилением бластеза в глубь plutона.

Разнообразные гранито-гнейсы составляют большую часть современного среза плутона.

Внутренние части плутона также не имеют четких границ, однако отличаются от гранито-гнейсовой каймы сложным строением и обилием гомогенных гранитов.

Уже в ходе резкого осветления пород субстрата отмечается усиление явлений анатексиса, приводящих к появлению гомогенных аплитовидных и пегматоидных гранитов среди теневых мигматитов и гранито-гнейсов.

Несмотря на большое разнообразие структурно-текстурных разновидностей гранитов, минеральные фации метасоматитов и анатектитов совпадают.

Во внутренних частях плутона процесс завершается полным магматическим замещением; палингенные граниты занимают здесь крупные участки, разделенные полями развития гранито-гнейсов.

Наиболее развиты лейкократовые средне-крупнозернистые граниты со специфическим дымчатым кварцем. Структура гранитов гипдиоморфно-зернистая, минеральный состав устойчив: биотит — 1—3%, олигоклаз — 25—30%, калишпат — 35%, кварц — 30—35%.

Форма гранитных тел разнообразна, чаще неправильная, контакты сложные, наряду с отчетливо рвущими взаимоотношениями отмечаются неясные постепенные переходы между сланцеватыми гранито-гнейсами и массивными гранитами.

Сланцеватость сохранившихся гранито-гнейсов внутренних частей плутона имеет практически горизонтальное залегание. Минералогические особенности процесса гранитизации разнообразных пород субстрата находят отражение и в изменении химизма пород. На диаграмме (рис. 25) и в табл. 8 приведены результаты пересчета по кислородному методу Барта 11 силикатных анализов, отобранных по профилю через западную оконечность Пологинского плутона. На диаграмме отчетливо видно, что уже на ранних этапах мигматизации из первичных пород выносятся магний, кальций, железо. Столь же нагляден привнос калия и кремнезема. Содержание алюминия стабилизируется в гранитоидах. Менее выразительно поведение натрия, во всяком случае устойчивый привнос его не отмечается.

В заключение отметим еще одну особенность западного окончания плутона. По пади Шокша гранито-гнейсовая кайма плутона подходит непосредственно к контактовой зоне брекчирования. На правом склоне пади, в пределах гранито-гнейсовой каймы, установлены взаимоотношения гранито-гнейсов с порфировидными гранитами, аналогичными гранитам Удирингинского массива. В ряде глыб граниты непосредственно контактируют с желтовато-серыми средне-мелкозернистыми гранитоидами Пологинского плутона. Сланцеватость гранито-гнейсов повторяет конфигурацию поверхности контакта, в некоторых участках пластическая масса гранитоидов проникает вглубь порфировидных гранитов. Последние дроблены, биотитизированы, частично перекристаллизованы с образованием мелкозернистых участков кварц-калишпатового состава.

Таблица 8

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД БОРЩОВОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Оксиды	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO ₂	47,93	51,12	68,03	68,53	69,78	67,01	71,05	73,93	72,92	73,73	73,88	53,88	58,34	64,02
TiO ₂	0,62	0,69	0,14	0,16	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,80	0,80	0,46
Al ₂ O ₃	17,36	17,08	17,41	17,39	16,87	19,49	16,80	14,85	16,25	16,08	15,95	14,59	14,12	15,02
Fe ₂ O ₃	11,69	8,22	4,55	4,25	3,00	1,95	2,00	1,90	0,90	0,55	0,85	0,00	2,11	0,00
FeO												8,28	4,72	4,56
MnO	0,10	0,06	0,04	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08	0,07	0,04
MgO	7,72	4,60	0,90	0,70	0,30	0,50	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	8,36	5,74	2,42
CaO	11,96	5,89	3,36	1,96	3,22	3,08	2,24	1,96	1,26	0,84	0,84	6,28	5,50	3,80
Na ₂ O	1,18	2,51	1,49	2,12	1,83	3,18	3,18	1,81	3,51	1,45	2,08	2,84	3,87	4,00
K ₂ O	0,52	3,04	2,47	3,04	3,08	3,08	4,25	4,65	4,56	4,95	5,13	2,16	2,70	4,41
H ₂ O-												0,26	0,06	0,00
П.п.п.	1,28	8,02	0,81	0,97	0,78	0,97	0,55	0,54	0,37	0,91	0,66	2,93	2,51	1,78
Сумма	100,36	102,23	99,20	99,17	98,98	99,33	100,28	99,65	99,77	98,53	99,40	100,46	100,54	100,51

Пересчет анализов по способу Барта

30. K₆Na₂₂Ca₁₂₈Mg₁₁₈(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₉₅Al₂₀₅Ti₄Si₄₇₈O₁₆₀₀
 31. K₄₀Na₄₈Ca₆₄Mg₁₁₄(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₆₈Al₂₀₄Ti₅Si₅₁O₁₆₀₀
 32. K₂₄Na₂₂Ca₂₈Mg₁₀(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₂₈Al₁₆₁Ti₁Si₅₃₄O₁₆₀₀
 33. K₃₄Na₃₇Ca₁₄Mg₉(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₂₉Al₁₈₁Ti₁Si₆₀₂O₁₆₀₀
 34. K₃₈Na₃₃Ca₃₉Mg₄(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₃₁Al₁₇₈Ti₁Si₆₁₈O₁₆₀₀
 35. K₃₆Na₅₅Ca₂₉Mg₆(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₁₃Al₂₀₄Ti₀Si₅₉₇O₁₆₀₀
 36. K₄₈Na₂₆Ca₂₁Mg₃(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₁₄Al₁₇₅Ti₀Si₆₂₇O₁₆₀₀
 37. K₅₂Na₃₀Ca₁₈Mg₀(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₁₄Al₁₅₃Ti₀Si₆₄₇O₁₆₀₀
 38. K₅₂Na₅₅Ca₁₃Mg₀(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₇Al₁₆₇Ti₀Si₄₃₆O₁₆₀₀
 39. K₅₆Na₂₆Ca₈Mg₀(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₄Al₁₆₈Ti₀Si₅₅₃O₁₆₀₀
 40. K₅₇Na₃₅Ca₈Mg₀(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₆Al₁₈₄Ti₀Si₆₄₈O₁₆₀₀

Продолжение табл. 8

Оксиды	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	64,52	68,40	64,36	71,14	73,58	75,78	75,14	64,40	69,56	71,20	73,92	76,40	76,10
TiO ₂	0,42	0,39	0,59	0,27	0,19	0,15	0,15	0,57	0,28	0,00	0,18	0,00	0,20
Al ₂ O ₃	13,99	16,09	16,19	16,74	15,74	15,03	14,22	14,97	13,14	16,04	13,48	15,30	11,40
Fe ₂ O ₃	0,00	0,80	1,27	1,09	1,16	0,40	0,60	0,30	3,51	0,32	0,70	0,55	1,70
FeO	5,44	1,46	2,59	0,31	0,57	0,43	0,89	3,45	0,57	0,29	1,51	0,44	
MnO	0,06	0,05	0,11	0,02	0,01	0,01	0,02	0,14	0,10	0,00	0,08	0,07	не опр.
MgO	3,38	1,35	2,65	0,60	0,61	0,41	0,69	2,62	1,71	1,45	0,40	0,18	0,10
CaO	4,06	2,39	4,72	2,30	1,42	1,32	2,14	4,44	2,84	2,76	0,74	0,35	0,60
Na ₂ O	3,51	3,90	4,85	3,21	2,36	1,95	2,91	3,88	2,97	2,50	3,51	3,74	4,44
K ₂ O	3,83	4,44	2,41	4,28	4,07	4,43	3,13	4,22	4,76	5,46	4,73	2,72	4,66
H ₂ O-	0,00	0,00	0,00	0,16	0,24	0,10	0,08	0,08	0,00	0,04	не опр.	не опр.	
П.п.п.	1,07	0,56	0,72	0,41	0,44	0,41	0,34	1,34	0,98	0,35	0,62	не опр.	
Сумма	100,28	99,83	100,46	100,53	100,39	100,42	100,31	100,41	100,42	100,41	99,87	99,75	99,20

41. K₁₆Na₅₃Ca₆₅Mg₁₁₅(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₆₆Al₁₆₅Ti₆Si₅₁O₁₅₈₃OH₁₇
 42. K₃₄Na₇₃Ca₅₇Mg₈₃(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₅₃Al₁₆₁Ti₆Si₅₆₈O₁₅₉₇OH₃
 43. K₄₅Na₆₂Ca₄₀Mg₄₆(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₄₂Al₁₅₁Ti₃Si₅₉₃O₁₆₀₈
 44. K₅₂Na₇₈Ca₃₈Mg₃₁(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₃₅Al₁₆₅Ti₃Si₅₉₃O₁₆₀₀
 45. K₅₅Na₅₁Ca₂₈Mg₂₂(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₁₈Al₁₅₈Ti₂Si₆₂₃O₁₆₀₀
 46. K₆₁Na₄₂Ca₁₆Mg₁₉(Fe⁺⁺+Fe⁺⁺⁺)₄Al₁₆₇Ti₀Si₆₁₈O₁₅₃₇OH₃

Примечание. Цифры 30—56 соответствуют порядковым номерам образцов пород в табл. 6.

Междуреченский plutон. Формирование этого наиболее крупного plutона происходит в пределах Шилко-Газимурского поднятия, расположенного в междуречье Шилки и Газимура. Юго-западное замыкание поднятия наблюдается в бассейне р. Боты; северо-восточное — в бассейне р. Кектолги.

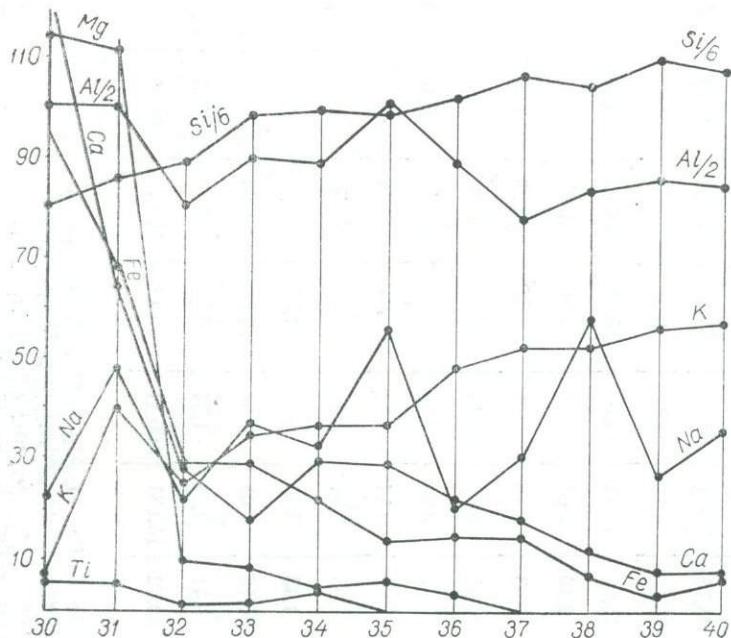


Рис. 25. Миграция элементов в числах Барта. Пологинский plutон. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 8.

В границах поднятия выделяется несколько обособленных куполов, плавно сопряженных между собой. Нашиими исследованиями охвачена западная и северо-западная части plutона. Основные особенности строения и состава plutона установлены в разрезах по падям Боты, Чалбуча, Улейгича, Гала, Половинка, а также в береговых обнажениях р. Шилки (между селами Чалбучи и Усть-Черная). Сравнительно слабо изученной остается восточная часть plutона (рис. 26, 27).

Не останавливаясь на подробном изложении истории изучения plutона, отметим, что из-за исключительно сложного строения и разнообразия пород по составу и текстурно-структурным особенностям единого мнения относительно генезиса и возраста образований plutона до сих пор нет.

Некоторые моменты развивающегося нами представления о палингенетико-метасоматическом происхождении подавляющего большинства пород plutона в средне-верхнеюрское время остаются проблематичными.

Рамой plutона служат в большинстве случаев терригенно-карбонатные верхнепротерозойские-нижнепалеозойские толщи, окаймляющие его с северо-востока и юго-востока, лишь в западной части

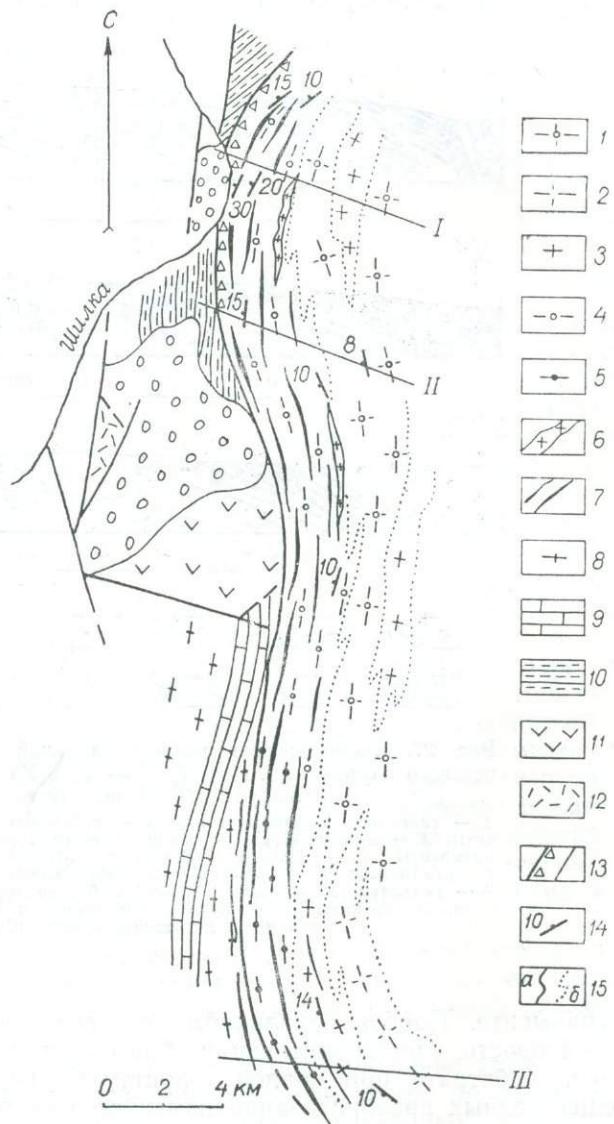


Рис. 26. Схема геологического строения западной части Междуреческого plutона:

1 — порфиробластовые гранитогнейсы; 2 — крупнозернистые гранито-гнейсы; 3 — мелко-среднезернистые гранитоиды; 4 — порфиробластовые мигматиты; 5 — очковые мигматиты (блестокатаклазиты); 6 — послойные тела мелкозернистых гранитов; 7 — сквилиты; 8 — до-кембрийские гранито-гнейсы; 9 — мраморы; 10 — сланцы тиганской свиты; 11 — андезиты; 12 — кварцевые порфирь; 13 — зоны разломов и брекчирования; 14 — полосчатость и сланцеватость в мигматитах и гранито-гнейсах; 15 — геологические границы: достоверные (а) и условные, при наличии постепенных переходов (б). Римскими цифрами обозначены разрезы.

плутона субстратом являются кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы Калтыканского массива.

Значительно труднее восстановить первичный фундамент внутренних частей plutона. Обнаружение реликтовых блоков, сложенных

перекристаллизованными нижнепротерозойскими образованиями (пади Половинка, Каменка) и установление скачков в интенсивности вещественных преобразований, обычно постепенно нарастающих к центральным частям plutона, позволяют заключить о сложном гетерогенном

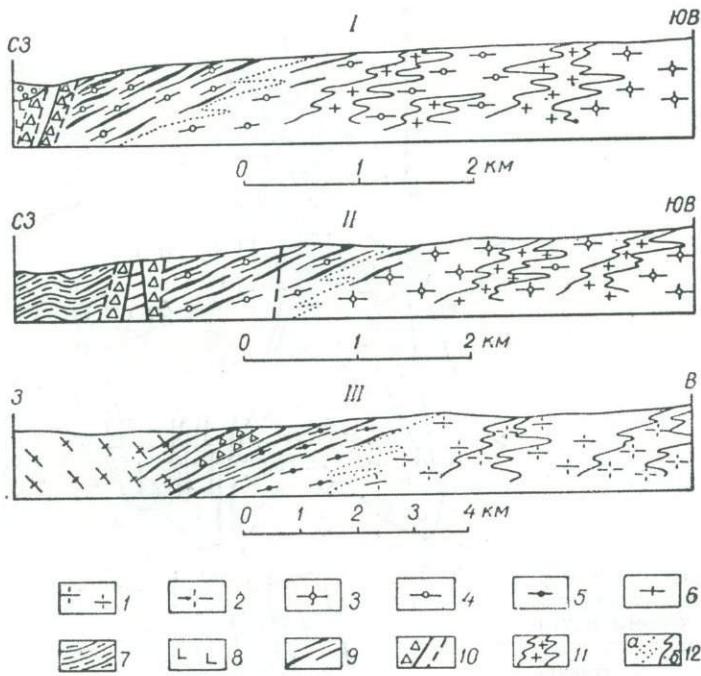


Рис. 27. Схематические разрезы западной части Междуреченского plutона (см. рис. 26): I — падь Улейчика, II — падь Чалбуча, III — падь Боты:

1 — сланцеватые гранито-gneйсы; 2 — массивные пегматоидные граниты; 3 — порфиробластовые гранито-gneйсы; 4 — порфиробластовые мигматиты; 5 — очковые бластокатаklазиты; 6 — докембрисские гранито-gneйсы; 7 — сланцы тиганской свиты; 8 — андезиты; 9 — скварлиты; 10 — зоны разломов и брекцирования; 11 — мелкозернистые граниты; 12 — постепенные переходы между разновидностями (а) и резкие контакты (б).

фундаменте. Породы различного состава обнаруживают различную устойчивость при гранитизации, благодаря чему при резкой смене пород субстрата при полной структурной перестройке интенсивность вещественных преобразований изменяется скачкообразно. Эти явления находят отражение на детальных геологических картах, в частности в бассейне р. Половинки среди гранитоидов выделены поля развития образований верхнепротерозойских свит (К. В. Бараксин, В. С. Шмалин, 1966). Важно отметить, что в качестве субстрата выступают и сланцы тиганской свиты, что однозначно устанавливается близ

устья пади Чалбуча. В свете высказанного предположения о возможном нижнеюрском возрасте сланцев тиганской свиты это обстоятельство может иметь важное значение для уточнения возраста процесса гранитизации.

Контактовая зона. Граница plutона на всем изученном ее протяжении имеет сложное строение. Характерное для Пологинского plutона наложенное брекчирование, усложняющее контактную зону, в полной мере проявлено и в ограничениях Междуреченского plutона. На участке между падями Боты и Улейгича мощность полосы развития брекчий и разноориентированных систем милонитизации достигает 200—300 м. Брекчи и милониты развиваются как по породам рамы, так и по мигматитам краевой оторочки plutона, затушевывая первичные взаимоотношения между ними. Лишь в разрезах по падям Половинка и Боты удается наблюдать начальные стадии преобразования структуры и вещества субстрата.

В устье пади Половинка верхнепротерозойские кварц-слюдистые и эпидот-актинолитовые сланцы, выступающие в качестве субстрата, имеют устойчивое падение в южных румбах (рис. 28). В непосредственной близости к краевым мигматитам plutона в сланцах заметно повышается степень метаморфизма с появлением биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, изредка в сланцах отмечаются прожилки аплитов и пегматоидные образования.

По направлению в сторону plutона в сланцах наблюдаются сначала единичные просечки, а затем густая сеть милонитов и ультрамилонитов, имеющих отчетливо секущее положение по отношению к полосчатости сланцев. Близкопараллельные просечки милонитов падают под углом 20—30° по направлению от купола. Сланцеватость в перекристаллизованных милонитах совпадает с ориентировкой самих зон милонитизации. Постепенно сгущаясь и разрастаясь по мощности, зоны милонитизации поражают толщи фундамента практически по всей его массе. Перекристаллизация милонитов и ультрамилонитов усиливается вглубь plutона. Сланцеватость перекристаллизованных милонитов, выраженная ориентировкой биотитов, амфиболов и вытянутых кварц-полевошпатовых агрегатов, имеет всегда выдержаные элементы залегания с пологим падением от plutона. Отмеченная в разрезе по пади Половинка система милонитов прослежена на всем изученном протяжении контактной зоны.

Сравнительно редко в качестве скриалитов в пределах контактной зоны сохраняются неизмененные вмещающие сланцы, причем сланцеватость в скриалитах и в этих случаях совпадает с общей сланцеватостью.

Достаточно отчетливо проявляется взаимоотношение краевых частей plutона с гранито-гнейсами Кулумунской глыбы по пади Боты. Гранито-гнейсы рассекаются маломощными протяженными просечками пологопадающими в сторону гранито-гнейсов темно-серых сланцеватых милонитов. И здесь милонитизация усиливается в сторону plutона; краевые мигматиты развиваются уже по сланцеватым бластомилонитам.

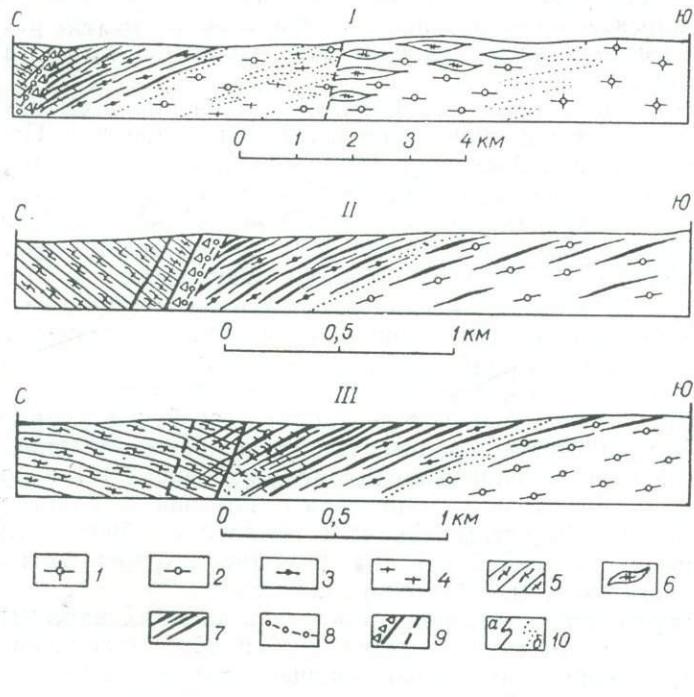


Рис. 28. Схематический разрез западной окраины Междуреченского plutона по пади Половинка (I), разрезы контактовой зоны и мигматитовой каймы вдоль правого (II) и левого (III) борта пади Половинка. Зарисовка штуфа с просечкой милонитов из контактовой зоны (IV):

1 — порфиробластовые гранито-гнейсы; 2 — порфиробластовые мигматиты; 3 — мелкоочковые бластокатаклазиты; 4 — мелкозернистые гранито-гнейсы; 5 — верхнепротерозойские сланцы; 6 — сквиалиты кристаллических сланцев и гнейсов; 7 — милониты и бластомилониты; 8 — окварцевание; 9 — разломы и зоны брекций; 10 — геологические границы (а) и постепенные переходы (б); 11 — амфиболитовые эпидотовые сланцы; 12 — милонит.

Таким образом, контактовая зона Междуреченского и Пологинского plutонов выражена мощным поясом милонитов, имеющих пологое падение в сторону вмещающих пород. Неизмененные породы рамы встречаются среди милонитов в случаях, когда залегания толщ совпадают с элементами залегания системы милонитов.

Мигматитовая кайма. В участках почти сплошной мигматитизации и наложенного рассланцевания впервые проявляются и постепенно нарастают вглубь plutона процессы калишпатизации и окварцевания, приводящие к образованию специфических порфиробластовых мигматитов.

Мигматитовая оторочка сохраняется повсеместно от пади Боты на западе до устья р. Черной. Порфиробласты нарастают постепенно, вглубь купола увеличивается не только содержание калишпата и кварца, но и размер порфировых выделений калишпата. Первоначально порфиробласти развиваются по бластомилонитам контактовой зоны и резко выделяются на фоне темно-серой их массы. Концентрация строго ориентированных порфиробласт калишпата чаще наблюдается по определенным «прослоям» вплоть до образования практически мономинеральных «прослоев», элементы залегания которых полностью согласуются с залеганием милонитов. Среди порфиробластовых мигматитов вблизи контактовой зоны сохраняются резко удлиненные «прослои» наиболее плотных мелкозернистых бластомилонитов, что создает впечатление полосчатости мигматитовой каймы (рис. 29). Состав скиалитов различен, иногда даже в пределах одного «прослоя», что, очевидно, обусловлено различным составом пород фундамента. В разрезе по пади Чалбуча метаморфизованные милониты, образованные по кварц-слюдистым сланцам тиганской свиты, имеют биотит-кварц-полевошпатовый состав. В тех случаях, когда к периферии plutона влотную примыкают сланцы повышенной основности и карбонатные толщи (пади Гала, Половинка), состав скиалитов существенно амфиболовый.

Среди мигматитов выделяется несколько разновидностей. Мелкоочковые мигматиты развиваются по милонитизированным гранитогнейсам Кулумунской глыбы разрез (по пади Боты). Мощность мигматитовой каймы здесь не превышает 2—3 км; усиление мигматизации проявляется в осветлении пород по всей массе, размер порфиробластов калишпата не превышает 2 см.

Крупноочковые и крупнопорфиробластовые мигматиты отмечаются в разрезах по падям Чалбучи, Улейгича, Гала, Половинка и др. Мощность мигматитовой каймы в указанных разрезах достигает 5—6 и даже 10 км; во внутренних ее частях с общим постепенным осветлением пород размеры и объем скиалитов уменьшаются, усиливается развитие согласных «прослоев» гранитоидного состава, в результате чего мигматиты обретают полосчатый облик.

Во всех типах мигматитов порфиробласти сложены ортоклазом, содержащим 20—23% альбита, степень рентгеновской триклинистости — 0,2—0,7.

Вещественные преобразования характеризуются определенной направленностью. Метаморфизм милонитов и пород субстрата, предшествовавший мигматизации, изучен еще недостаточно. Новообразованные парагенезисы: биотит—плагиоклаз (№ 16—22)—кварц, роговая обманка—биотит—плагиоклаз (№ 18—26)—кварц — могут свидетельствовать об условиях метаморфизма, близких к условиям

амфиболитовой фации. Однако вблизи контактовой зоны метаморфизм скиалитов заметно ослаблен, здесь устойчивы эпидот и альбит (№ 8—10). Таким образом, уже на стадии, предшествующей мигматизации, проявляется температурный градиент. Собственно мигматизации предшествует новый этап контаклаза, затронувшего метаморфизованные милениты либо сохранившиеся породы субстрата (рис. 30).

С появлением порфиробласт калишпата минеральный состав пород постепенно изменяется — резко уменьшается содер-



Рис. 29. Мигматитовая кайма Междуреченского plutона. Порфиробласты калишпата ориентированы согласно лентообразным скиалитам. Левый борт р. Шилки, с. Чалбучи.

жение темноцветных минералов (от 60—70% до 10—15%), суммарное содержание калишпата и кварца достигает 70—80%. Широким развитием пользуются бластокатастическая и гранобластовая структуры и структуры замещения. Плагиоклазы интенсивно замещаются калишпатом, состав плагиоклаза стабилизируется (№ 20). В порфиробластах калишпата, имеющих чаще округлые, дисковидные очертания, содержится большое количество реликтов биотитов и плагиоклазов, в последних обильны антипертиты.

Переработка пород субстрата по всей массе первоначально происходит избирательно, формируются полосчатые мигматиты с разрастающимися согласными «полосами» гранитоидного состава, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Во внутренних частях мигматитовой каймы в составе пологопадающей «толщи» преобладают резкосланцеватые, порфиробластовые гранитогнейсы с редкими скиалитами.

Гранито-гнейсовая кайма. Гранито-гнейсы, постепенно сменяющие мигматиты Междуреченского plutона, слагают большую часть современного его среза. Если среди мигматитов повсеместно преобладают очковые и порфиробластовые разности, не отличающиеся особым разнообразием, то в пределах гранито-гнейсовой каймы устанавливается обилие структурно-текстурных разновидностей, причем отчетливо проявляется зависимость определенных видов гранито-гнейсов от особенностей состава пород субстрата. В разрезе по реке Боты

мелкоочковые мигматиты на сравнительно небольшом интервале освещаются с образованием лейкократовых, крайне неоднородных гранито-гнейсов. Преобладающим развитием пользуются мелко-, среднезернистые сланцеватые гранатсодержащие гранито-гнейсы, которые часто постепенно переходят в крупнозернистые и пегматоидные лейкократовые разности. В верховьях р. Боты в гранито-гнейсах обильны реликты перекристаллизованных кристаллических сланцев и теневых мигматитов с порфиробластами калишпата.

Существенно иной облик имеют гранито-гнейсы в разрезах по падям Чалбучи и Улейгича. Постепенный переход от полосчатых мигматитов прослеживается здесь на протяжении 1,5—2 км.

Среди резко сланцеватых среднезернистых, иногда порфиробластовых гранито-гнейсов выделяются поля слабосланцеватых биотитовых, реже биотит-рого-вообманковых гранитоидов



Рис. 30. Мигматитовая кайма Междуреченского plutона. Сланцеватый порфиробластовый катаклизит. Шлиф 85⁶¹. Увелич. 30. Николи +.

с крупными таблицами калишпата, не имеющих подчас определенной ориентировки.

В разрезах вдоль падей Гала и Половинка гранито-гнейсы прослежены на расстоянии около 20 км вглубь plutона. Здесь преимущественно развиты порфиробластовые и мелкозернистые гранито-гнейсы с отчетливой сланцеватостью. Размеры порфиробласт калишпата достигают 8—10 см (среднее течение р. Гала) (рис. 31). Обе разновидности гранито-гнейсов находятся в тесной взаимосвязи, образуя «послойные» чередования. Сланцеватость гранито-гнейсов во всех разрезах полностью сопряжена со сланцеватостью и полосчатостью в мигматитах и имеет пологое падение (5—8°) от центров отдельных куполов в пределах plutона либо близкое к горизонтальному залеганию для гранито-гнейсов из внутренней части plutона.

В пределах гранито-гнейсовой каймы отчетливо проявляется наметившаяся уже на стадии образования мигматитов тенденция к обра-

зованию устойчивых минеральных парагенезисов. Наиболее развиты парагенезисы: а) биотит—ортоклаз—олигоклаз—кварц; б) роговая обманка—ортоклаз—олигоклаз—кварц. В роговообманковых гранитогнейсах в подчиненных количествах обычен биотит. Такие породы отмечаются в определенных участках (разрезы по падям Чалбуча, Половинка), отличающихся тем, что скиалиты имеют состав повышенной основности.



Рис. 31. Порфиробластовые гранито-гнейсы Междуреченского plutона. Падь Гала.

В западном окончании plutона значительная часть гранито-гнейсовой каймы сложена гранатсодержащими неравномернозернистыми гранито-гнейсами с устойчивым парагенезисом — биотит—гранат—ортоклаз—олигоклаз—кварц. Развитие гранито-гнейсов такого состава строго ограничено областью, где по реликтам устанавливается граница нижнепротерозойских мигматитов и биотитовых гранито-гнейсов, часто гранатсодержащих.

Таким образом, несмотря на незначительные отличия в составе разнообразных гранито-гнейсов, отчетлива преемственность их особенностей по отношению к породам субстрата. В частности, образование роговообманковых гранито-гнейсов и мигматитов связано, очевидно, с повышенной основностью исходных пород субстрата.

Внутренние части plutона изучены сравнительно слабо. На основании пересечений по падям Боты, Гала и Половинка установлено, что они сложены разнообразными гранито-гнейсами. Наиболее развиты тесно структурно сопряженные крупнопорфиробластовые и мелко-, среднезернистые биотитовые гранито-гнейсы (г. Начинский Голец).

Характерной особенностью внутренних частей plutона является обилие небольших по размерам тел, сложенных биотитовыми гранитами. Граниты отличаются от вмещающих гранито-гнейсов однородностью, наличием гипидиоморфозернистых структур и секущих взаимоотношений. При этом обычны и согласные тела гранитов. Гомогенные граниты представлены главным образом биотитовыми среднезернистыми разновидностями, часто лейкократовыми, с характерным темно-серым кварцем. Широкие поля палингенных интрузий в указанных разрезах не отмечаются, они развиты лишь в юго-западном окончании plutона.

При составлении геологической карты (А. В. Семикин и др., 1966) в пределах юго-западной части plutона выделен Семокучинский массив. В качестве его фаций авторы отмечают основные разновидности гранитоидов порфировидные и неравномернозернистые, наличие постепенных переходов между фациальными разновидностями, широкое развитие сланцеватых текстур. Однако последние связываются с явлениями протоклаза.

Общие черты химизма пород plutона можно наметить с помощью данных химических анализов, приведенных на диаграмме (рис. 32) и в табл. 8. Как и в примере с западной окраиной Пологинского plutона, в ходе гранитизации устанавливается вынос двухвалентных оснований и железа и устойчивый привнос калия и кремнезема.

Количественные спектральные определения свидетельствуют о последовательном выносе из пород субстрата титана, хрома, никеля, кобальта, ванадия, меди.

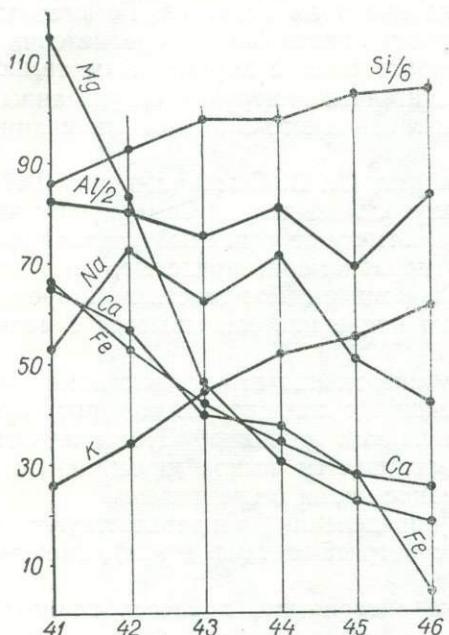
Для подробной геохимической характеристики процесса гранитизации необходимы целенаправленные исследования, учитывающие геохимическую специфику глубинных агентов гранитизации, вмещающих толщ, дифференцированную подвижность компонентов и т. д.

Борщовочный plutон. Значительный по размерам (около 1500 км²), развивается в пределах одноименного поднятия. С различных позиций этот plutон рассматривали многие исследователи (Е. И. Сморчков, 1953, И. Д. Чацкис, 1964; С. С. Красинец, В. П. Чередниченко, 1970; Н. С. Вартанова, 1972 и др.). Сложность состава и строения plutона стала причиной противоречивой трактовки возраста и генезиса слагающих его образований. Достаточно отметить, что наряду с тем, что большинство авторов относит гранитоиды plutона к продуктам мезозойского магматизма, существует мнение о верхнеархейском их возрасте (61).

В работе Н. С. Вартановой (9) отмечается асимметричное строение plutона с пологим наклоном южной его части к юго-востоку и крутым наклоном северной части к северо-западу. Исходя из таких представлений, дан разрез от кровли вглубь массива: 1) мелкозернистые гнейсовидные до лейкократовых граниты; 2) среднезернистые лейкократовые до биотитовых граниты; 3) порфировидные биотитовые граниты.

Отмечаются постепенные переходы между выделенными разновидностями гранитов, обилие жил aplитов, гранитов, пегматитов.

В. П. Чередниченко, рассматривая строение плутона, подчеркивает полную комформность слагающих массив разнообразных мигматитов, гнейсовидных и полосчатых гранитоидов с реликтами вмещающих пород. Массив отнесен к автохтонным образованиям (С. С. Красинец, В. П. Чередниченко, 1970).



Изученный нами разрез Борщовочного plutона вдоль трассы Нерчинск—Балей позволяет сопоставить особенности Борщовочного и Междуреченского plutонов (см. рис. 22). Предварительный анализ показывает, что фундамент Борщовочного plutона разнороден, вплотную к plutону примыкают как верхнепротерозойские толщи, так и разобщенные блоки нижнепротерозойских образований. В северном обрамлении plutона развита весьма мощная мигматитовая кайма (2–3 км), которая отделяется от толщ конгломератов сравнительно

Рис. 32. Миграция элементов в числах Барта. Междуреченский plutон. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 8.

маломощной зоной развития гранатсодержащих пегматоидов (южная окраина с. Калинино). Порфиробластовые мигматиты имеют выдержанное пологое падение к северу ($8-10^\circ$) и содержат согласные с общей сланцеватостью удлиненные по форме реликты разнообразных пород субстрата. Скиалиты представлены чаще всего амфибол-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Кроме того, по данным Н. С. Вартановой, встречаются реликты, сложенные гнейсами с кордиеритом, силлиманитом, пироксенами, гранат-диопсид-скаполитовыми породами и биотитовыми сланцами с галькой кварцитов.

Столь же выразительна гранито-гнейсовая кайма plutона. Переход от порфиробластовых мигматитов к порфиробластовым и сланцеватым неравномернозернистым гранито-гнейсам постепенный, сланцеватость гранито-гнейсов полностью сопряжена с полосчатостью мигматитов.

Во внутренних частях plutона наряду с неравномернозернистыми и порфиробластовыми гранито-гнейсами, с субгоризонтальной сланцеватостью, отмечается обилие полусогласных и секущих тел, сложенных массивными биотитовыми, лейкократовыми, иногда гранатсодержащими гранитами, аplitами и пегматитами.

Химизм наиболее характерных разновидностей гранитоидов полностью охарактеризован И. Д. Чацкисом и Н. С. Вартановой. Состав гранито-гнейсов и гранитов Борщовочного plutона близок по основным характеристикам составу гранитоидов Междуреченского и Борщовочного plutонов.

Таким образом, проведенные по трем крупным plutонам данные свидетельствуют о принципиально сходных процессах сводообразования и гранитизации разнообразных пород фундамента.

2. Интрузивные массивы. Вместе с крупными автохтонными plutонами в состав борщовочного комплекса включены сравнительно небольшие интрузии гранитоидного состава. Расположенные вне plutонов, как правило, на их окончаниях, эти тела имеют рвущие взаимоотношения с вмещающими породами и контролируются разрывными нарушениями.

Максимальное развитие разнообразных по форме и размерам интрузивных тел отмечается в юго-восточном окончании Пологинского plutона (падь Чичикан) и на юго-западном продолжении Междуреченского plutона, то есть в пределах поперечного поднятия. Здесь встречаются как маломощные дайки (0,1—2 м), так и небольшие массивы площадью до 50 км². Принадлежность автохтонных plutонов (Пологинский) и отмеченных интрузий к различным комплексам разными исследователями решалась неодинаково. И. Н. Тихомировым наряду с кукульбейским был выделен Ботовский комплекс; в составе последнего описывались Семокучинский и Ботовский штоки. Позже Ботовский шток и Пологинский plutон были отнесены В. Л. Литвиным к кукульбейскому петролого-генетическому типу. Сходство гранитов, слагающих обособленные интрузивы, и гомогенных гранитоидов из внутренних частей автохтонных plutонов положена в основу объединения их в один комплекс.

Небольшие тела представлены разнообразными aplитами и гранитами с преобладанием мелко-, среднезернистых биотитовых гранитов. Из более крупных массивов, образованных крупнозернистыми гранитами, лучше других изучен Ботовский шток, слагающий одноименный голец в осевой части Нерчинского хребта. Шток сложен в основном светло-серыми крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Специфический облик породе придает темно-серый или почти черный дымчатый кварц, образующий довольно крупные (до 5 мм в поперечнике) зерна с изометричными или неправильными очертаниями. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая с обычно высоким идиоморфизмом плагиоклазов. В состав породы входят: кварц (35—40%), калиевый полевой шпат (35%), плагиоклаз (20%), биотит (1—3%).

Плагиоклаз имеет альбит-олигоклазовый состав; калишпат представлен таблитчатыми зернами и отвечает по составу микроклин-периту, $2V = 72-75^\circ$ (П. И. Ноздрин, Т. С. Иванова, 1944). Высокожелезистый биотит ($Ng = Nm = 1,652-1,660$) образует мелкие чешуйки.

Среди акцессорных минералов отмечаются циркон, апатит, сфен, флюорит и ортит.

Приведенные в табл. 8 результаты химических анализов свидетельствуют о том, что морионовые граниты ближе всего к среднему составу аляскита (по Дэли) и практически не отличаются от гранитогнейсов и гранитов внутренних частей автохтонных plutонов.

Крупнозернистые морионовые граниты в краевых частях штока постепенно переходят в более мелкозернистые разности, до аплито-видных гранитов с аллотриоморфнозернистой структурой.

3. Линейные зоны палингено-метасоматической переработки. Сходство наблюдаемых явлений в пределах небольших зон проработки различных пород субстрата с важнейшими особенностями формирования автохтонных plutонов позволили включить образования таких зон в состав борщовочного комплекса.

Линейные зоны имеют сравнительно небольшие размеры, что облегчает решение ряда важных вопросов, связанных с расшифровкой структуры и вещественных преобразований. Изучение таких зон дает материал для установления относительного возраста процессов.

Сретенская зона. Наиболее сложным строением обладает Сретенская зона наложенного рассланцевания и метасоматической проработки, завершающейся локальным плавлением. Зона накладывается на юго-восточное окончание Сретенского массива, имеет северо-восточное простирание, совпадающее на значительном протяжении с простирианием шовной зоны глубинного разлома.

Прослеженная длина зоны несколько превышает 10 км, ширина — варьирует в широких пределах: от 1,5—2,5 км в восточной части до 5—6 км в западном окончании зоны. Структурный рисунок зоны имеет вид широкой полудуги, ориентированной в соответствии с общим флексурообразным изгибом структур.

Зона изучена в нескольких пересечениях вкрест ее простириания; установлены существенные отличия восточной и западной ее частей.

Восточная часть зоны устроена проще, в разрезах вдоль падей Дымокурка, Добрынина и Оноктыча она практически полностью развивается в пределах Сретенского массива, сложенного здесь гигантопорфировидными гранитами. Внутреннее строение зоны сложное, вместе с тем уверенно выделяются краевые части, с двух сторон обрамляющие ее стержневую часть. От неизменных гранитов сретенского типа к краевым частям зоны первоначально проявляется густая сеть трещин с образованием характерной матрацевидной отдельности.

Сгущение сети трещин до проявления катаклаза почти по всей массе гранитов происходит уже на протяжении первых сотен метров. Дроблению подвержены как крупные вкрапленники калишпата, так и минералы основной массы гранита. Образуются специфические порфирокластовые породы с брекчиевидной текстурой и мелкозернистой основной массой. Прогрессирующий в глубь зоны бластез приводит к появлению специфических пород, в которых мелкозернистые биотитовые гранитоиды, развивающиеся в виде пятен, цементируют порфирокласты полевых шпатов, причем облик пород сретенского типа еще сохраняется. Мощность полосы развития таких пород может

достигать 200—300 м, затем интенсивность преобразований резко возрастает.

Стержневая часть зоны характеризуется крайне неоднородным, пятнистым развитием разнообразных метасоматитов, гранитов, аплитов и пегматоидных образований, связанных между собой как постепенными переходами, так и рвущими взаимоотношениями.

Наиболее развиты резкосланцеватые мелко-, среднезернистые биотитовые гнейсо-граниты, переполненные пегматоидными обособлениями с турмалином, размер которых колеблется от первых сантиметров до нескольких метров. Обычны также сланцеватые породы синенитового состава, жилы аплитов и мелкозернистых гранитов (до 1—5 м).

Непостоянство текстур, структур, в меньшей мере состава пород отмечается уже в отдельных штуфах. Среди структур преобладают: бластокатастическая, цементная, крупноочковосланцевая, гранобластовая, реже встречаются пойкилобластовая, коррозионная и микропематитовая структуры (рис. 33).

В общем виде сланцеватость гнейсо-гранитов обычно сопряжена с северо-восточным простиранием зоны. Минеральные преобразования гранитов сретенского типа характеризуются четко выраженной направленностью.

Роговая обманка наименее устойчива. Крупные удлиненные кристаллы роговой обманки повсеместно дроблены, корродированы, интенсивно замещаются биотитом. Содержание роговой обманки в сланцеватых гнейсо-гранитах резко падает, встречается она лишь в виде сравнительно редких реликтов. Примечательно, что при разложении роговой обманки появляются мелкие ромбовидные зерна сфена, отличные от реликтов сфена обычного для сретенских гранитов.

Первичный красновато-коричневый крупночешуйчатый биотит сретенских гранитов деформируется при катаклизе, перекристаллизуется и встречается в виде узких, резко удлиненных и прогнутых чешуек, подчеркивающих сланцеватость пород. В максимально измененных породах биотит также корродирован, содержание его падает до 0,5—1%. Иногда образуются небольшие овальные скопления бурого высокожелезистого биотита ($Ng = Nm = 1,680$).

Плагиоклаз обычно дроблен, наблюдаются изогнутые двойниковые швы, часто со смещениями, растищенные обломки крупных зерен и т. п. В ходе перекристаллизации, затрагивающей мелкие зерна и отдельные участки крупных, образуются пятнисто-зональные индивиды с изменяющейся в широких пределах основностью отдельных участков (от № 8—15 до № 25—35). Зерна плагиоклаза обычно корродированы, замещаются калишпатом, часто встречаются в нем в виде полуразложенных включений с антиперититами и мирмекитами.

Калишпат прогрессирует в своем развитии. Обломки первичных вкраплеников дорастают микроклин-перититом. Образуются новые порфиробласти, вытянутые согласно сланцеватости, размеры их достигают 2—3 см. Порфиробласти имеют неправильные амебовидные очертания, содержат в себе многочисленные полуразложенные реликты

плагиоклаза, биотита и включения каплевидного кварца, особенно с периферии зерен. Содержание калишпата в пегматоидных обособлениях достигает 50—60%. В сланцеватых гнейсо-гранитах возрастает

и содержание кварца (от 25—30% до 35—40%). Новообразованный кварц темно-серого цвета встречается в виде округлых глимерозернистых скоплений, размер которых достигает 2—3 см. В резкосланцеватых разностях кварц слагает удлиненные линзы (рис. 34, 35).

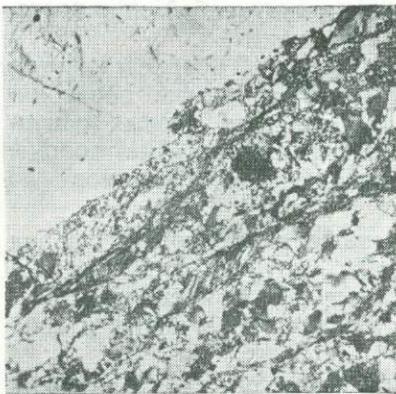
На стадии метасоматической проработки стабилизируется парагенезис: биотит—микроклин—олигоклаз—кварц.

Рис. 33. Сретенская зона. Порфиробластовый гнейсо-гранит с реликтами катаклаза. Слева вверху — порфиробласт калишпата. Шлиф 89/9. Увелич. 32. Николи +.

Такая же ассоциация характерна и для гомогенных гранитоидов, слагающих маломощные жилы, дайкообразные трещинные тела и отдельные « пятна ». В последних наряду с резкими контактами отмечаются постепенные переходы в сланцеватые гнейсо-граниты.

В некоторых участках зоны удельный вес гомогенных гранитов в сравнении с метасоматическими значительно возрастает. В восточном затухании зоны, в правом борту пади Ургуна обломки слабоизмененных сланцев чачинской свиты цементируются неравномернозернистыми гранитоидами. Восточное окончание зоны изучено слабо, на ее продолжении в сланцах чачинской свиты отмечаются лишь разобщенные зоны смятия без существенных изменений.

Западная часть зоны отмечается значительно более сложным строением. Начиная с разреза в верховьях пади Оноктыча и западнее — вдоль пади Ипатуха Чащевитая, в бортах реки Шилки и на правобережье р. Шилки (пади Куренга, Деревчиха, Филиппиха), главный стержень, отчетливо проявленный в восточной части зоны, расщепляется на несколько обособленных «струй». Некоторые из них выходят к югу за пределы Сретенского массива и поражают сланцевые толщи джорольской свиты (падь Оноктыча). В этих случаях вслед за катаклазом и повторным рассланцеванием пород субстрата особенно выразительно наблюдаются калишпатизация и окварцевание, приводящие к образованию биотитовых мелко-, среднезернистых сланцеватых гранито-гнейсов по породам повышенной основности. Такие гранито-гнейсы близки по своим текстурно-структурным характеристикам и по составу к сланцеватым гранитоидам, возникающим по гранитам сретенского типа. Далее к западу с расщеплением зоны степень преобразования сретенских гранитов уменьшается, чаще вскрывается тесное взаимодействие катаклизированных либо массивных гигантопорфировидных гранитов с мелкозернистыми биотитовыми



гнейсо-гранитами, дающими как постепенные переходы, так и резкие контакты.

Важной особенностью западного фланга Сретенской зоны является то, что здесь, как неоднократно установлено, неизмененные граниты

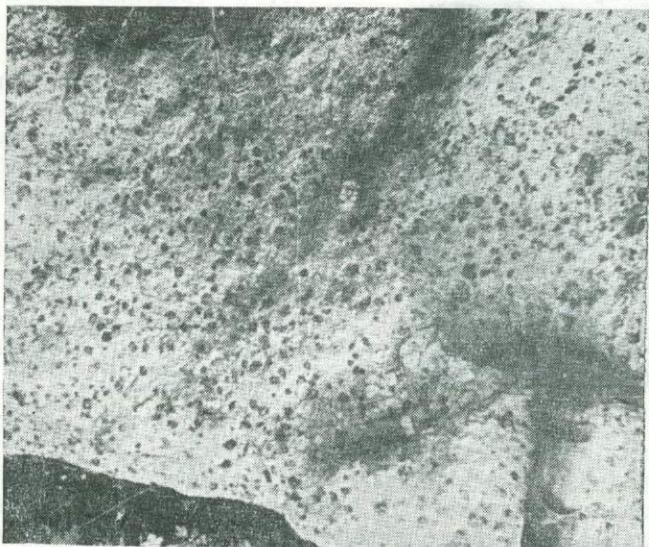


Рис. 34 Сретенская зона. Мелкозернистые гранитоиды, образованные по порфировидным гранитам Сретенского массива. Видны обломки вкрапленников калишпата и гломерозернистые скопления темно-серого кварца. Правый водораздел пади Ургуна.

Сретенского массива и гранодиориты Удирингинского массива прорывают сланцеватые биотитовые гранитоиды.

Такой характер взаимоотношений устанавливается на водоразделе падей Оноктыча и Ипатуха Чащевитая, в бортах р. Шилки, в низовьях пади Филиппиха. На основании этих фактов вопрос об относительном возрасте сретенского и борщовочного комплексов трактовался однозначно в пользу более молодого возраста сретенского комплекса.

Прорываемые сретенскими гранитами мелко-, -среднезернистые биотитовые гранитоиды постепенно переходят в мелкопорфировидные диориты и гранодиориты бугоринского типа, слагающие Нижне-Куренгинский шток. В разрезе вдоль левого борта р. Шилки близ устья п. Моргул мелкопорфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты под влиянием наложенного катаклаза, кремний-щелочного метасоматоза и рассланцевания на протяжении нескольких сот метров постепенно превращаются в сланцеватые биотитовые (до лейкократовых) гранитоиды.

В переходных разностях реликты катаклаза редки, преобладает гранобластовая структура и структуры замещения. Минеральные за-

мещения в отдельных шлифах ослаблены, лишь сравнение минерального состава исходных гранодиоритов и конечных продуктов процесса показывает резкое сокращение содержаний темноцветных минералов и плагиоклаза повышенной основности за счет обогащения кварцем и калишпатом.

Пространственно и структурно ранние и поздние проявления зоны совмещены. Таким образом, на примере Сретенской зоны могут быть прослежены два этапа преобразований, близких по характеру структурных и минеральных изменений: 1) преобразование диоритов и гранодиоритов будгорьинского типа; возникшие сланцева-

Рис. 35. Сретенская зона. Корродированный, альбитизированный и мирмекитизированный реликт плагиоклаза в порфиробласте калишпата. Шлиф. 89/4. Увелич. 36. Николи +.

тые гранитоиды прорываются гранитами сретенского типа; 2) преобразование пород собственно сретенского типа.

На обоих этапах различаются стадии метасоматической проработки и образования палингенных расплавов. В качестве отличительной черты позднего этапа выделяется менее совершенный бластез катаклизированных пород субстрата.

Эти этапы свидетельствуют о тесной взаимосвязи борщковочного и сретенского комплексов и вместе с тем показывают длительность их формирования.

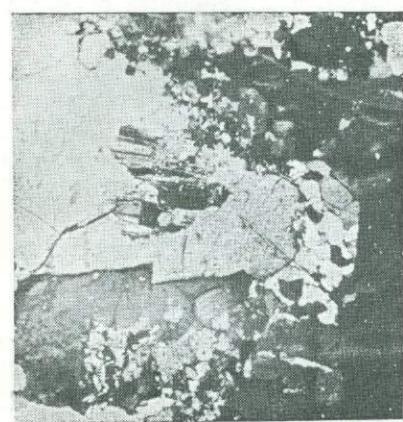
На диаграмме (рис. 36) представлена петрохимическая структура пород, возникших вследствие палингенно-метасоматического преобразования сретенских гранитов, вплоть до палингенных гранитов.

Как показывают результаты количественных спектральных определений, Сретенская зона представляет собой область пониженного содержания ряда редких элементов:

Коли- чество анализов	Ti $10^{-2}\%$	Cr $10^{-4}\%$	Ni $10^{-4}\%$	V $10^{-3}\%$	Co $10^{-1}\%$	Sn $10^{-4}\%$	Y $10^{-3}\%$	Nb $10^{-3}\%$
Граниты сретенского типа	18	13,13	99,43	10,75	4,57	0,86	5,11	0,83
Гранитоиды Сретен- ской зоны	19	6,58	13,31	1,48	1,12	0,53	2,63	1,32

Наряду с выносом двухвалентных оснований и железа в пределах зоны намечается минимум в содержании титана, хрома, никеля, ванадия, кобальта, олова, однако содержание иттрия и ниobia увеличивается.

Зоны типа Сретенской, но меньших размеров известны в пределах шовной зоны глубинного разлома и восточнее Сретенского массива. Проявления кремний-щелочного метасоматоза зарегистрированы в бассейне р. Чача, падей Джорол, Ивановка, Кара, Лужанки и др. От-



носительный возраст процессов часто установить невозможно. Лишь в тех случаях, когда с продуктами палингено-метасоматической проработки так или иначе взаимодействуют интрузивы сретенского комплекса, достоверно устанавливается относительный возраст. Некоторые

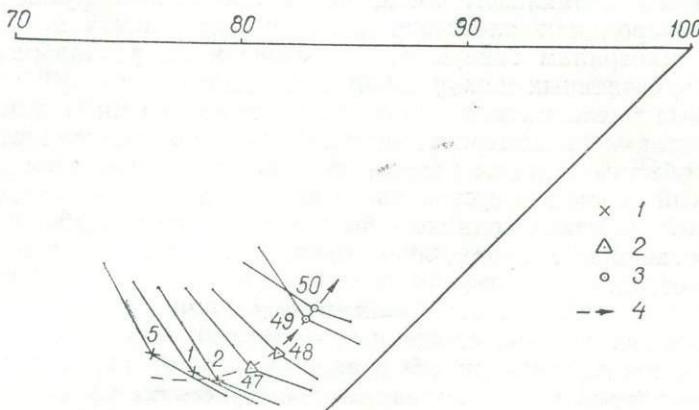


Рис. 36. Петрохимическая структура пород Сретенской зоны:
1 — граниты сретенского типа; 2 — метасоматиты; 3 — палингенные граниты; 4 — вариационная линия. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 6.

зоны калишпатизации и окварцевания (порфиробластеза), а также предшествующего им катаклаза и милонитизации прорываются интрузиями сретенского комплекса (бассейн р. Кары), известны также поздние зоны (Ивановская и Джероньская).

Карийская зона, протягивающаяся в субширотном-северо-восточном направлении вдоль юго-восточного фланга рудного поля (водораздел верховьев рек Кара и Ивановка), занимает особое положение. Зона имеет многоструйное строение, отдельные ее ветви образуют сложное, до конца не выявленное переплетение, мощность некоторых ветвей может достигать нескольких десятков метров.

Карийская зона характеризуется проявлением брекчирования и катаклаза, наложенного рассланцевания пород субстрата, кремний-щелочного метасоматоза в его инфильтрационном и диффузионном выражении и образованием расплавов различного состава. Изменяются разнообразные породы фундамента: порфиробластовые гранитоиды и метаморфизованные габброиды, отнесенные к нижнему протерозою, в меньшей степени диориты амананского комплекса, сретенские граниты и образования станового комплекса.

Особенностью Карийской зоны является наличие наряду с основной субширотной системой «струй» северо-западной системы маломощных (до десятков сантиметров) зон метасоматоза, наложенных, как правило, на породы повышенной основности. Катаклаз в субмеридиональных зонах резко ослаблен, щелочные метасоматиты, развивающиеся по системе трещин, обычно зональны, границы между зонами

различного минерального состава чаще всего резкие, что может свидетельствовать о существенной роли диффузионного метасоматоза (Д. С. Коржинский, 1967).

Субширотная система «струй», напротив, характеризуется прежде всего мощным катализом вмещающих пород, последующее резкое осветление пород как следствие развития калишпата и кварца по первичным минералам завершается образованием разнообразных метасоматитов, связанных между собой переходами.

Типичные метасоматиты отличаются сланцеватыми и линзовидными текстурами, неравномернозернистыми, гранобластовыми структурами. В них обычны реликты роговой обманки и основного плагиоклаза. Минеральный состав неустойчив. Чаще образуются метасоматиты гранитоидного состава, однако обычны отклонения либо в сторону резкого обогащения кварцем, либо почти до мономинерального калишпатового состава.

Карийская зона является максимумом концентрации густой системы прожилков и даек, сложенных аплитами, микрогранитами, гро-рудитами и пегматоидными образованиями, тесно переплетающимися вместе с метасоматитами во времени и пространстве с различными этапами рудогенеза на месторождениях рудного поля.

Сложные процессы преобразования структур и вещественных преобразований благодаря тесной сопряженности с рудообразованием должны стать объектом углубленного исследования. Предварительно можно предположить, что рудные компоненты мобилизованы из вмещающих пород в процессе метасоматоза его агентами.

Возраст борщовочного комплекса. Полученный за последние годы новый материал значительно расширил наши представления о борщовочном комплексе, но все же пока не позволяет четко обозначить его возрастные рамки. Нет полной ясности в отношении нижней возрастной границы комплекса, установление которой практически сводится к выяснению взаимоотношений борщовочного комплекса со сретенским. Имеющиеся на этот счет полевые геологические факты можно распределить по следующим пунктам.

1. Взаимоотношение автохтонных plutонов с массивами сретенского комплекса. Отметим сообщение Н. А. Авдонцева (1949) о прорывании гигантопорфировидных гранитов Сретенского массива дайками лейкократовых гранитов, которые рассматривались в качестве дериватов Кур-Куринского массива, образующего северо-восточную оконечность Борщовочного plutона. Этому наблюдению Ю. А. Билибин (1953) придавал решающее значение при определении соотношений сретенских и борщовочных гранитоидов в схеме юрского магманизма Восточного Забайкалья. В 1965 г. В. Л. Литвинов наблюдал в районе Чичиканского прииска пересечение дайками гранитов Пологинского plutона порфировидных гранитоидов Чача-Джероньского (Актаицанского, по В. Л. Литвинову) массива (54). Тогда же Ю. Ф. Мисником описан активный контакт лейкократовых гранитов из западной оконечности Пологинского plutона (р. Урыча, падь Шокша) с гигантопорфировидными гранитами Удилингинского массива,

включенными в гранито-гнейсовую кайму plutона в виде крупного ксенолита (64, 72). Наконец, А. В. Семикин отметил в бассейне р. Боты многочисленные факты прорывания гранитами юго-западного края Междуреченского plutона (эта часть plutона названа им Семокучинским массивом) гигантопорфировидных гранитов Чача-Джероньского массива (А. В. Семикин и др., 1967).

2. Взаимоотношение интрузивных массивов борщовочного комплекса с массивами сретенского комплекса. Прорывание первыми вторых не вызывает сомнений и однозначно доказывается на примере Ботовского штока (И. Н. Тихомиров, 1960; Ю. Ф. Мисник, 1958).

3. Взаимоотношения образований линейных зон борщовочного комплекса с массивами сретенского комплекса. Впервые выявленные нами зоны этого типа наложены на массивы сретенского комплекса, в том числе на эталонный Сретенский массив. Как уже отмечалось, возникающие в зонах сланцеватые гнейсо-граниты и палингенные граниты по ряду признаков сопоставимы с гранитоидами автохтонных plutонов борщовочного комплекса; при этом они обнаруживают постепенные переходы к исходным гранитоидам сретенского комплекса, вовлеченным в процесс палингено-метасоматической переработки. Вместе с тем при детальном изучении наиболее показательной Сретенской зоны были выявлены факты, не укладывающиеся в сложившуюся схему соотношений рассматриваемых комплексов. Установлено, что в юго-западном звене этой зоны на южной окраине г. Сретенска (падь Филиппиха) сланцеватые биотитовые гранитоиды, возникшие по порфировидным биотит-роговообманковым гранодиоритам Нижне-Куренгинского массива бугоринского типа, прорваны крупно-порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами Удирингинского массива (рис. 37). Важное наблюдение сделано нами в центральном звене той же зоны в верховых пади Оноктыча: сланцеватые гранитоиды обнаруживают тесную связь с переработанными гигантопорфировидными гранитами Сретенского массива, здесь же подобные сланцеватые гранитоиды прорываются гранитами сретенского типа. Эти факты следует дополнить известными наблюдениями В. Ю. Шенфиля (1960) и К. В. Вараксина (1969) в низовьях пади Моргул, показавшими прорывание гигантопорфировидными гранитами Сретенского массива лейко-кратовых гранитов так называемого «Моргульского штока» (нами установлено, что этот «шток» является составной частью Сретенской зоны; слагающие его сланцеватые граниты образованы, как и по пади Филиппиха, по гранодиоритам бугоринского типа).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что процесс палингенно-метасоматического преобразования борщовочного типа не одностадийный и во времени распадается, по крайней мере, на два этапа: «послесретенский» и «внутрисретенский» («бугоринский»). Критерии для разделения гранитоидных образований разных этапов в пределах зон пока не выявлены. К тому же, видимо, нельзя исключать возможности проявления и более древнего, «досретенского» этапа (этапов), на что указывает, в частности, одно значение абсолютного возраста,

полученное для сланцеватых гранитоидов из северо-восточной оконечности Пологинского plutона (220 млн. лет). Правда, остальные радиологические цифры, характеризующие автохтонные plutоны и интрузивы борщовочного комплекса, соответствуют гораздо более позднему уровню, охватывающему диапазон от

средней юры (161 млн. лет) до раннего мела включительно (103 млн. лет), причем основной максимум приурочен к поздней юре и началу раннего мела (145—120 млн. лет). Геологические данные о верхней возрастной границе борщовочного комплекса немногочисленны. Нами доказано присутст-

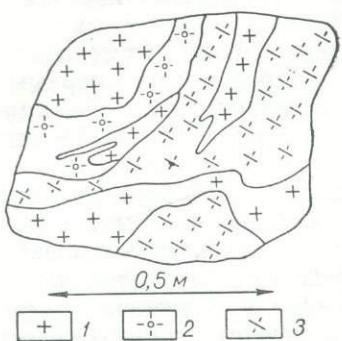


Рис. 37. Прорывание гранодиоритами Удирингинского массива сланцеватых гранитоидов. Падь Филиппиха:
1 — гранодиориты; 2 — пегматоидные образования; 3 — сланцеватые гранитоиды.

вие обломков порфиробластических бластомилонитов и гранито-гнейсов, идентичных краевым фациям автохтонных plutонов, в валунно-глыбовых фангломератах шилкинской свиты (окрестности пос. Усть-Кара, правый берег р. Шилки). Однако в гальке конгломератов усть-карской свиты эти и другие породы борщовочного комплекса обнаружить не удалось. Заслуживает внимания находка в конгломератах Ералгинской впадины обломков гранито-гнейсов, сопоставимых с породами из северо-восточного эндоконтакта Пологинского plutона (нижнее течение р. Ералга; Ю. Ф. Мисник, 1964). Поскольку этот факт ранее использовался для доказательства доюрского (пермо-триасового) возраста plutона, следует специально оговорить два обстоятельства: во-первых, речь должна идти именно о северо-восточной периферии plutона, формирование которой, возможно, произошло на раннем этапе борщовочного гранитообразования (напомним цифру абсолютного возраста — 220 млн. лет), во-вторых, требует уточнения возраст самих конгломератов из указанной впадины, так как их связь с разрезом нижнеюрской ералгинской свиты пока не доказана, и они вполне могут оказаться аналогом шилкинской свиты.

Основные выводы, вытекающие из имеющихся материалов, сводятся, на наш взгляд, к следующему.

1. Формирование борщовочного комплекса является процессом длительным и многоэтапным. Точно зафиксировать этот процесс во времени пока не удается, но очень вероятно, что он начинается в раннем мезозое (может быть, в конце палеозоя) и заканчивается в раннем мелу. Имеющиеся радиологические данные указывают на период более 100 млн. лет.

2. Ранние этапы формирования борщовочного комплекса совпадают с развитием ранней фазы сретенского комплекса («бугоринский» этап), но возможно проявляются и в «досретенское» время. Однако главная кульминация в развитии борщовочного комплекса

происходит после становления основных типов сретенского комплекса.

3. Время главного гранитообразования борщовочного комплекса охватывает среднюю и позднюю юру, а также часть раннего мела. Распространенное мнение о средне-позднеюрском возрасте борщовочного комплекса, очевидно, является весьма условным.

Особенности генезиса пород сретенско-борщовочной серии

В табл. 9 дана краткая характеристика обоих комплексов, включенных в состав серии, из которой видны существенные отличия одного комплекса от другого. Такая совокупность отличительных признаков служила основанием резкого противопоставления этих комплексов в отношении их генезиса. Сведение всего многообразия юрских магматических образований Восточного Забайкалья к двум петролого-генетическим типам (В. Л. Литвинов, 1968), разграничение их по совокупности признаков стало основой для дальнейшего развития представлений об их генезисе, для выявления признаков, сближающих эти комплексы и объединяющих весь юрский магматизм в единую серию.

Что касается генезиса пород борщовочного комплекса, то здесь различные исследователи высказывают близкие точки зрения.

По И. Д. Чацкису (109), граниты Борщовочного plutона образованы на месте путем выборочной мобилизации с привносом щелочей и кремнекислоты.

Многие исследователи признают палинггенное происхождение интрузий кукульбейского комплекса (48, 54), хотя интрузии гомогенных гранитов рассматривают в отрыве от автохтонных образований.

По нашим представлениям, автохтонные plutоны, обособленные интрузии и линейные зоны, образования которых включены в состав борщовочного комплекса, возникали в процессе гранитизации разнобразных пород субстрата. Гранитизация понимается здесь как магматическое замещение (36). Значительная часть пород комплекса образована на стадии инфильтрационной метасоматической проработки пород субстрата растворами (флюидами), обогащенными щелочами и кремнекислотой. Процесс совершается при наличии температурного градиента и завершается образованием палингенных расплавов во внутренних частях plutонов и зон.

В вопросе о генезисе пород сретенского комплекса существуют серьезные разногласия. Многие авторы приходят к выводу о гибридном составе исходной магмы (Н. В. Шталь, Б. И. Поляков, В. Л. Литвинов и др.).

Ряд гипотез касается вопроса о происхождении крупных вкрапленников калишпата. В обобщающих работах В. Л. Литвинова (53) и Ю. С. Соломина (91) дан подробный анализ существующих представлений, высказанных в разные годы Л. П. Харчуком, В. А. Филипповым, М. Б. Бородаевской и А. И. Шмидт, Е. Ф. Францкой, И. Н. Тихомировым и др. Все гипотезы могут быть сведены к двум

Таблица 9

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕТЕНСКОГО И БОРЩОВОЧНОГО КОМПЛЕКСОВ

Признаки	Сретенский комплекс	Борщовочный комплекс
Форма, размер тел, их положение в региональной структуре	Инtrузивные массивы (до 200—300 км ²), штоки, дайки и субвулканические тела размещены в пределах шовной зоны глубинного разлома, сопряженных разломах и в пределах устойчивых поднятий	Автохтонные plutоны (до 2000 км ²) приурочены к межразломным областям с повышенным дроблением фундамента. Небольшие штоки (до 50 км ²), дайки и пластовые тела развиваются в пределах автохтонных plutонов и за их границами. Линейные зоны протяженностью в первые километры приурочены к зонам разломов
Взаимоотношения с породами рамы, характер контактов	Активное внедрение без существенного преобразования структуры вмещающих толщ. Обычны эндоконтактовые порфировые фации. Ореолы ороговикования в сланцах матаканской и чачинской свит	Полная перестройка структур рамы с образованием пологих сводовых поднятий. Наложенный метаморфизм и метасоматическая проработка субстрата, прогрессирующие в глубь автохтонных plutонов и линейных зон. Активное внедрение палингенных инtrузий трещинного типа
Внутреннее строение массивов, их состав	Комплекс включает в себя различные породы — от лампрофиров и диоритовых порфиритов до гранитов, отличающихся содержанием калишпата и кварца во вкраепленниках и в основной массе. Отдельные массивы, штоки и дайки, как правило, однородны по составу и внутренней структуре	Строение plutонов и зон неоднородно, выделяются внешние мигматитовые и гранито-гнейсовые каймы, сложенные разнообразными мигматитами и гранитоидами, связанными постепенными переходами между собой и с породами рамы. Во внутренних частях plutонов и зон обильны небольшие тела гомогенных гранитов. Инtrузии перемещенных гранитов однородны
Текстуры, структуры, особенности минерального состава	Массивные крупно-, средне- и мелкозернистые порфировидные, биотит-рогообманковые границы, гранодиориты, диориты и их типабиссальные фации. Среди петрогенных минералов выделяются две реакционные минеральные ассоциации: 1) роговая обманка—плагиоклаз (№ 28—40)—биотит; 2) калишпат—кварц—олигоклаз—биотит. Всем типам пород комплекса характерна повышенная магнезиальность пород и темноцветных минералов	Полосчатые и порфиробластовые мигматиты краевых оторочек, plutонов, сланцеватые гранито-гнейсы, часто порфиробластовые. Массивные мелко- и среднезернистые лейкократовые и биотитовые граниты. Постепенные изменения состава пород субстрата, завершающиеся формированием гранитоидов с устойчивыми парагенезисами: 1) биотит—калишпат—олигоклаз—кварц; 2) роговая обманка—калишпат—олигоклаз—кварц; 3) биотит—гранат—калишпат—олигоклаз—кварц.

Признаки	Сретенский комплекс	Борщовочный комплекс
Аксессорные минералы	Устойчивая сфен—ортит—апатит—цирконовая ассоциация. Реже встречаются: магнетит, монозит, турмалин, ильменит, шеелит, пирит	Ассоциации акцессорных минералов не выдержаны, зависят от особенностей вмещающих пород. Высокое содержание флюорита, магнетита, циркона, монацита. Реже встречаются: апатит, гранат, кассiterит, анатаз, торит, молибденит, сфен
Элементы примеси	Повышенные содержания Co, Ni, Cr, Си во всех типах пород	Преемственность в составе элементов-примесей от пород субстрата. Вынос большинства металлов. Повышенное содержание Li, F, Nb, Ta, Sn, W, Be.
Предполагаемое время становления	Сравнительно узкий возрастной интервал внедрения всех фаз комплексов (средняя — поздняя юра)	Длительное формирование комплекса. Ранние проявления, вероятно, опережали становление сретенского комплекса. Завершающие этапы приурочены к предраннемеловому времени.

основным: 1) вкрапленники росли из расплава при особых термодинамических условиях; 2) вкрапленники имеют метасоматическое происхождение. М. И. Кузьмин и В. С. Антипин (48), объясняя возникновение вкрапленников с точки зрения кристаллизации их из магматического расплава, отмечают, что часть вкрапленников, вероятно, образовалась в результате процесса порфиробластической гранитизации пород субстрата, послужившего основой для палингеннной гранитной магмы. Принимая тем самым палингненное внутрикоровое происхождение магмы гранитного состава, авторы оставляют без внимания ряд специфических особенностей состава пород сретенского комплекса, свидетельствующих о глубинном происхождении исходной магмы. Учитывая широкий круг геологических процессов, свойственных периоду орогенной активизации, и, в частности, генезис пород борщовочного комплекса, можно предположить, что происхождение всего многообразия пород комплекса связано с воздействием на глубинную магму основного состава мантийных трансмагматических растворов. С точки зрения взаимодействия растворов-флюидов с магмой, находящейся на различных стадиях раскристаллизации и занимающей различные по проницаемости разрывные нарушения, объяснимы практически все специфические черты комплекса.

Такое предположение отвечает гипотезе дебазификации магмы Д. С. Коржинского (36, 39). Явления дифференциации и взаимодействия магмы с вмещающими породами играют, вероятно, подчиненную роль.

Ранее (глава 3) была показана тектоническая позиция Пришилкинской зоны в региональной структуре мезоид Восточного Забайкалья и примыкающих к ним с севера ранних протерозоид Алдано-Витимского щита. Были намечены основные черты внутренней структуры зоны, окончательно сложившейся в процессе мощного орогенеза в позднемезозойское (среднеюрское—раннемеловое) время. Здесь остановимся на главных этапах формирования этой структуры и рассмотрим в общих чертах особенности строения ее составных разновозрастных элементов.

Еще раз подчеркнем, что Пришилкинская зона Монголо-Охотского глубинного разлома представляет собой интересный пример сложноустроенного и долгоживущего краевого шва, активно развивавшегося от позднего рифея до раннего мела включительно, то есть на протяжении порядка 700 млн. лет. Возникшее за этот период горное складчато-глыбово-сводовое сооружение является самостоятельной тектонической структурой, составные части которой связаны общностью развития. Вместе с тем оно отчетливо распадается на два крыла—северное и южное, каждое из которых несет специфические черты истории развития и строения, присущие принципиально разным тектоническим единицам: ранним протерозоидам Алдано-Витимского щита и мезоидам Восточного Забайкалья.

В южном крыле четко выделяются четыре основных структурных уровня, соответствующих наиболее активным эпохам тектонической подвижности: ранний протерозой, поздний протерозой—ранний палеозой (раннепалеозойская складчатость), ранний мезозой (поздний триас—ранняя юра, раннемезозойская складчатость) и поздний мезозой (средняя юра—ранний мел, эпигеосинклинальный орогенез). Такие же подразделения намечаются и в северном крыле, но выражены они, за исключением раннего протерозоя, существенно иначе: поздний протерозой—ранний палеозой (динамометаморфизм и зеленосланцевый диафторез в связи с каледонским диастрофизмом в южном крыле), ранний мезозой (начальный эпиплатформенный орогенез в связи с раннемезозойским диастрофизмом в южном крыле), поздний мезозой (поздний эпиплатформенный орогенез, тесно связанный с эпигеосинклинальным орогенезом в южном крыле).

Раннепротерозойская структура в обоих крыльях не имеет принципиальных отличий. Роль Монголо-Охотского глубинного разлома на этом уровне ограничивается функциями внутригеосинклинального шва, разделяющего различные структурно-фаунистические зоны в пределах раннепротерозойской геосинклинали. Краевым швом он становится в позднем протерозое, когда произошло заложение Монголо-Охотского

геосинклинального пояса и вызванное этим обособление Алдано-Витимского щита.

Особую оговорку следует сделать в отношении структур среднего и позднего палеозоя, не фигурирующих в перечне основных структурных подразделений. Как видно из предыдущих глав, осадочные и магматические образования данного возраста, очевидно, не играют большой роли в современной структуре Пришилкинской зоны, а степень их изученности такова, что не позволяет прибегнуть к сколько-нибудь надежной палеотектонической реконструкции этого этапа. В порядке предположения можно допустить достаточно активное проявление герцинских движений и связанное с ними формирование геосинклинальных толщ и магматических тел, в том числе крупных plutонов, подобных Верхнеундинскому. В таком случае нужно признать, что последующие раннемезозойские геосинклинальные движения и сменявший их исключительно сильный позднемезозойский орогенез привели к существенной переработке герцинского сооружения, от которого в современном плане сохранились лишь небольшие тектонические блоки типа Нижне-Куэнгинского грабена.

Каждый из перечисленных структурных уровней характеризуется совокупностью складчатых или сводово-глыбовых элементов с их осадочными, метаморфическими и магматическими формациями определенного возрастного диапазона, которые составляют соответствующий структурный комплекс. Ниже дается их краткое описание.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Наиболее древние образования представлены мощной серией кристаллических сланцев и гнейсов, подвергнутых региональному метаморфизму и ультраметаморфизму (становой комплекс). Они выходят в обоих крыльях: в северном — ассоциируют с широкими полями гранито-гнейсов и палингенных гранитоидов и образуют с ними южную периферию кристаллического фундамента Алдано-Витимского щита, в южном ими сложены отдельные устойчивые глыбы типа срединных массивов, сохранившиеся среди более молодых складчатых сооружений; самой крупной из них является Уктычинская глыба.

Северное крыло. Разрозненные данные о строении северного крыла относятся преимущественно к пришовной полосе. В ее центральном звене (верховья рек Чача, Кара, Лужанки) удается наблюдать фрагменты крупных линейных складок северо-восточного простирания, размах крыльев которых, видимо, измеряется первыми километрами. Углы падения в крыльях варьируют от 40 до 70—80°. На северо-восточном фланге этой полосы в бассейне Шилка-Амазарского междуречья линейные складки такого же простирания описаны В. П. Кирилюком (24). Им отмечена устойчивая вергентность складчатой структуры в юго-восточных румбах.

С удалением от пришовной полосы в глубь крыла складчатость быстро утрачивает единообразную ориентировку и приобретает разные направления, среди которых нередко преобладают северо-западные и

субширотные простирации (реки Чача и Лужанки). Здесь стратифицированные толщи кристаллических сланцев и гнейсов заключены в виде скиалитов среди широких полей гранито-гнейсов. В сравнительно редких случаях наблюдаются их непосредственные взаимоотношения, показывающие полную сопряженность элементов складчатости со сланцеватостью краевых фаций гранитоидов (см. рис. 9). Внутренняя структура гранитоидных массивов остается пока не расшифрованной.

В самой шовной зоне меняется состав станового комплекса (разрез обогащается основными метаэфузивами) и появляются крупные полосовидные тела метаморфизованных интрузивов гипербазит-габбро-диоритовой формации. Четко выраженная сланцеватость в интрузивах тесно сопряжена со структурой кристаллосланцев и гнейсов, имеющей во всей шовной зоне устойчивое северо-восточное простирание. Интенсивное проявление наложенной мигматизации и гранитизации значительно усложняет и затушевывает первичные очертания интрузивов, что практически не позволяет восстановить их форму.

Южное крыло. Наиболее крупный выход нижнего протерозоя приурочен к Уктычинской глыбе. Последняя, как уже отмечалось, ограничена двумя сигмоидальными разломами — Борщовочным и Шилкинско-Газимурским, в результате чего имеет в плане флексуруобразную форму. При этом контурный рисунок граничных разломов определяет план складчатости внутри глыбы, отсюда можно заключить, что заложение указанных разломов также произошло в раннем протерозое. Северо-восточный «клинообразный» сегмент глыбы, плавно сближающийся с шовной зоной, характеризуется линейной складчатостью северо-восточного простирания, напоминающей структуру пришовной полосы северного крыла. С переходом к центральному коленчато изогнутому и более широкому сегменту глыбы складчатость в ней постепенно меняет простирание на субмеридиональное и северо-западное, причем складки утрачивают линейность и приближаются к брахиальному типу. Такие складки закартированы на правобережье р. Шилки по падям Чичикан, Уктыча и Угундуй. Ширина складок не превышает 1,5 км, длина обычно измеряется в 2—4 км. Более широкие синклинали с открытыми округлыми замками чередуются с узкими гребневидными антиклиналями. Намечается восточная вергентность складок.

На брахиальные складки накладывается складчатость более высокого порядка, развитие которой нарастает в восточном направлении в связи с усилением мигматизации. Здесь части опрокинута и лежащие складки, часто с крутоизогнувшими и даже вертикальными шарнирами; их ширина меняется от десятков сантиметров до первых метров (рис. 38). Широко развиты явления плойчатости и птигматиты. Теневые мигматиты постепенно переходят в биотитовые гранито-гнейсы, которые местами рассекаются и осложняются апофизами гранитов, обычно пегматоидных. Роль гранито-гнейсов увеличивается в сторону восточного края глыбы. Здесь обособляется Кулумунский блок, сложенный гранитизированными породами. В нижнем течении р. Боты, а также по пади Кулумун гранито-гнейсы образуют узкие линейные

складки, оси которых вытянуты вдоль изогнутой разломной границы глыбы.

Западная часть центрального сегмента Уктычинской глыбы, прилегающая к Борщовочному разлому, характеризуется упрощенной складчатостью. Тут развиты широкие открытые складки с пологозалегающими крыльями (углы падения 20—40°); осложняющая складчатость отсутствует.

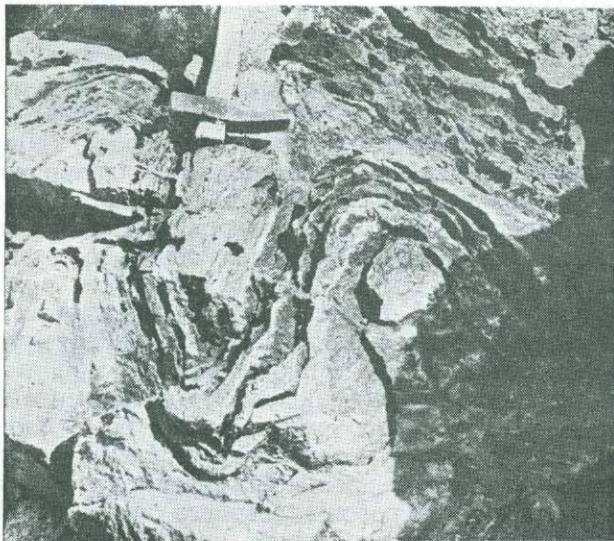


Рис. 38. Усложняющая складчатость в нижнепротерозойских мигматитах. Правый борт р. Шилки, ниже устья пади Уктыча.

Структура юго-западного сегмента глыбы (падь Чичикан, верховья р. Куренги) изучена слабо. Судя по фрагментарным данным, строение этой части сходно с северо-восточным «клином» и характеризуется линейной складчатостью северо-восточного простириания.

Виргирующая система Монголо-Охотского глубинного разлома существовала уже в раннем протерозое. Шовная зона, очевидно, функционировала в качестве внутригеосинклинального шва, разделяющего две структурно-фациальные зоны: Становую и Восточно-Забайкальскую. Борщовочная и Шилкинско-Газимурская разломные ветви осуществляли глыбовое расчленение последней, что вызвало обособление Уктычинской глыбы. Резкое коленообразное изгибание граничных разломов глыбы указывает на существование скрытого поперечного Шилка-Аргунского разлома глубокого заложения.

Раннепротерозойская структура северного и южного крыла сопоставима по типу складчатости, но не является сквозной, а как бы приспособливается к шовной зоне, приобретая вблизи нее присущее ей северо-восточное простириание. Сама шовная зона фиксируется интенсивным проявлением гипербазит-габбро-диоритового магматизма.

Кристаллические сланцы и гнейсы южного крыла по составу исходных пород (преимущественно основные вулканиты), степени регионального метаморфизма и уровню гранитизации сопоставимы со становым комплексом северного крыла, но отличаются более широким развитием высокоглиноземистых разностей, редко встречающихся в становом комплексе.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ—РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

С позднего протерозоя начинается история развития Монголо-Охотского краевого шва, тесно связанная с заложением и длительной эволюцией одноименного геосинклинального пояса. Пришилкинская зона краевого шва возникла и развивалась как граничная структура вдоль фронта геосинклинальных зон Восточного Забайкалья. Она отделяла их от высокоподнятого и малоподвижного кристаллического сооружения ранних протерозоид, образующих южную периферию Алдано-Витимского щита. Выше было сказано, что важнейшие элементы структурного каркаса краевого шва — собственно шовная зона и его основные ветви Борщовочная и Шилкинско-Газимурская — достаточно ясно обозначились еще в раннем протерозое, в связи с чем уже тогда наметилось обособление крыльев и разделение южного крыла на относительно автономные складчато-глыбовые блоки. Это позволяет считать, что заложение позднепротерозойских геосинклинальных зон происходило на континентально-платформенном гранитно-метаморфическом основании, сопровождалось его интенсивной переработкой, но контролировалось структурным планом ранних протерозоид. Хорошо видно, что возникшие в южном крыле позднепротерозойские подвижные зоны — Борщовочная эвгеосинклинальная и Шилкинско-Аргунская геоантеклинальная — не секут, а обтекают структуру Уктычинской глыбы, а также приспособливаются к раннепротерозойской структуре шовной зоны (рис. 39). Уктычинская глыба выступает в системе подвижных зон позднего протерозоя—раннего палеозоя в качестве срединного массива. Добавим, что на этом же этапе происходило интенсивное и весьма специфическое преобразование древней структуры шовной зоны, что, очевидно, можно связать с развитием указанных подвижных зон южного крыла.

Южное крыло. Борщовочная эвгеосинклинальная зона. Уже говорилось, что эта подвижная зона является фланговым северо-восточным звеном более крупной Хангайско-Агинской эвгеосинклинальной зоны, входящей в состав обширной Монголо-Забайкальской системы каледонид (29). Эвгеосинклинальная природа Борщовочной зоны доказывается наличием типичной офиолитовой ассоциации, включающей зеленосланцевую формацию, в большей мере состоящую из зеленокаменно измененных основных вулканитов и их пирокластолитов (джорольская свита), и формацию альпинотипных серпентинитов. Краевое положение Борщовочной зоны в геосинклинальной системе Восточного Забайкалья отличает ее от классических эвгеосинклиналей,

а непосредственная связь с краевым швом сообщает ей черты офиолитовой шовной зоны*.

Складчатая структура Борщовочной зоны состоит из системы антиклиниориев и синклиниориев генерального северо-восточного прос-

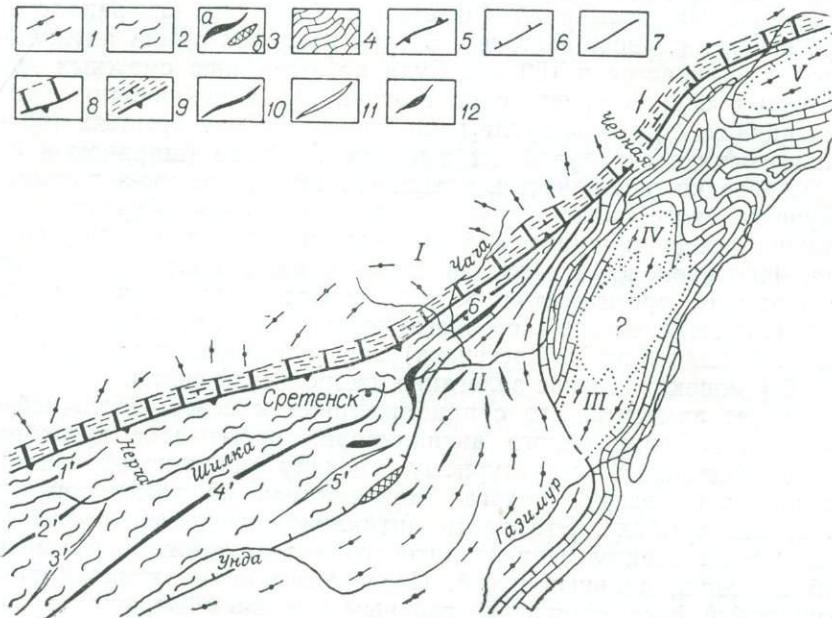


Рис. 39. Структурно-палеотектоническая схема Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома (поздний протерозой—ранний палеозой):

1 — структура ранних протерозоид (кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы); I — северное крыло Пришилкинской зоны (южная окраина Алдано-Витимского щита), II—V — южное крыло Пришилкинской зоны (II — Уктычинская глыба, III — Ботовский блок, IV — Половинкинский блок, V — Аникинский блок). 2—4 — Структуры ранних палеозоид, южное крыло Пришилкинской зоны: 2 — Борщовочная эвгеосинклинальная зона (зеленокаменная и терригенная формации), 3 — гипербазитовый пояс; а — прорузыи альпинотипных серпентинитов, б — интрузии габронидов). 4 — Шилкинско-Аргунская геантаклинальная зона (карбонатная и терригенная формации). 5—9 — Шовная зона: 5 — краевая шов, 6 — Борщовочный разлом, 7 — Шилкинско-Газимурский разлом, 8 — пояс раннепротерозойских интрузий гипербазит-габро-диоритовой формации, 9 — позднепротерозойские—раннепалеозойские диафторированные бластомилониты (с элементами залегания наложенной сланцеватости). 10 — Оси антиклиниориев (1' — Арбагарского, 2' — Теленгуйского, 4' — Борщовочного, 6' — Чачинского односклонного, с указанием вергентности. 11 — Оси синклиниориев (3' — Урульгинского, 5' — Куренгинского). 12 — Оси крупных брахиантаклиналей.

тирация. Стержневым элементом этой системы является крупный Борщовочный антиклиниорий, расположенный в пределах одноименного хребта, в междуречье Шилки и Унды. Почти вся структура антикли-

* Как показал Л. П. Зоненшайн (19), в некоторых регионах Центрально-Азиатского складчатого пояса (например, в юго-западной части Восточного Саяна) эвгеосинклиналины типа офиолитовых шовных зон также занимают краевое положение в структуре ранних каледонид.

нория преобразована юрским Борщовочным автохтонным плутоном, поэтому о его устройстве можно судить лишь по характеру крыльев смежных синклиниориев — Урульгинского и Куренгинского. Наблюдения над последними показывают, что ширина антиклиниория в центральной части достигает 50 км, но постепенно сужается в сторону его периклинальных замыканий (низовья р. Унды на юго-западе, район г. Сретенска на северо-востоке). В этих пределах длина антиклиниория примерно измеряется в 150 км. Судя по залеганию смежных крыльев к упомянутых синклиниориев, общая структура антиклиниория близка к симметричной, с крутыми углами падения в обоих крыльях (60 — 85°). Крылья смяты в складки более высоких порядков (шириною в 2 км и менее), нередко опрокинутые, изоклинальные. В северо-западном крыле Куренгинского синклиниория (среднее течение р. Куренги) хорошо выражена северо-западная вергентность складок в сторону антиклиниория. Противоположное крыло этого синклиниория характеризуется юго-восточной вергентностью в сторону Борщовочной системы разломов. На участке северо-восточного погружения антиклиниория (левый берег р. Шилки близ г. Сретенска) зарегистрировано пологое (в среднем 10°) моноклинальное залегание джорольской свиты.

Следует заметить, что с приближением к северо-восточной переклиниали ось Борщовочного антиклиниория испытывает дугообразный изгиб и, подчиняясь структурному рисунку «Сретенской сигмоиды», отклоняется к северу (пологая моноклиналь на замыкании падает в северных румбах). Эта часть антиклиниория кулисно сочетается с юго-западным звеном серпентинитового пояса, также испытывающим подобный сигмоидальный изгиб. После замыкания антиклиниория серпентинитовый пояс становится главным стержнем Борщовочной зоны, которая к северо-востоку от «Молодовской дуги» резко сужается и превращается в типичную офиолитовую шовную зону. Складчатая структура этого участка, вмещающая согласные протрузии серпентинитов, условно может быть названа Чачинским односклонным антиклиниорием*. Последний состоит из сложной системы сильно сжатых, асимметричных опрокинутых складок, с почти повсеместно проявленной юго-восточной вергентностью, направленной в сторону Борщовочного разлома и примыкающей к нему Уктычинской глыбы (рис. 40).

Сам Борщовочный разлом можно наблюдать в скальных обрывах левого берега р. Шилки, возле с. Ломы, где он выражен системой зонок тонкосланцеватых милонитов северо-восточного простирания общей мощностью в несколько десятков метров. Показательно, что контактирующие с ним нижнепротерозойские кристаллические сланцы и гнейсы Уктычинской глыбы в широкой полосе (первые километры) несут следы зеленосланцевого диафтореза, изофациального с прогресивным региональным метаморфизмом, проявившемся в джорольской свите Борщовочной зоны.

* Антиклиниории с наклоном осевых поверхностей в одну сторону (107).

В заключение добавим, что в складчатой структуре Борщовочной зоны встречаются сравнительно небольшие тектонические блоки кристаллических пород, отличающихся от окружающих метаморфических толщ более высоким уровнем регионального метаморфизма (амфиболитовая фация), что позволяет сопоставить их с нижнепротерозойским становым комплексом. Такие блоки обнаружены в Урульгинском синклиниории (р. Урульга), Теленгуйском антиклиниории (левый берег Шилки, близ ст. Холбон и ст. Бишигино), Чачинском антиклиниории

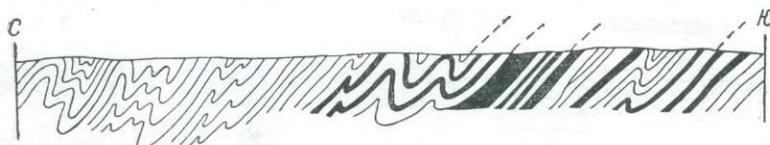


Рис. 40. Схематический геологический разрез джорольской свиты по пади Ненюка. Черной заливкой показаны пачки зеленых сланцев.

(р. Ургуна) и в других пунктах. Они являются прямым свидетельством заложения Борщовочной эвгеосинклинальной зоны на раздробленном нижнепротерозойском «становом» фундаменте.

Шилкинско-Аргунская геоантиклинальная зона. Зона является звеном более крупной Керулено-Аргунской геоантиклинальной зоны, входящей в систему каледонид Монголии и Восточного Забайкалья (29). Интересующий нас северо-восточный, Шилкинско-Газимурский, сегмент этого звена ограничен с северо-запада коленчато изогнутым Шилкинско-Газимурским разломом, который сочленяется с шовной зоной Монголо-Охотского глубинного разлома недалеко от низовий р. Черной. Шилкинско-Газимурским разломом зона отделена от Уктычинской глыбы.

Важнейшей особенностью Шилкинско-Аргунской зоны является повсеместное развитие карбонатной формации (быстринская и нерчинско-казаводская свиты в Приаргунье, шилкинско-казаводская и кактолгинская свиты в бассейне Шилки). С ней обычно ассоциирует терригенная формация (уровская, алтачинская, тиганская свиты), которая по мнению ряда исследователей, образует с карбонатной непрерывную и структурно единую серию. В хорошо изученных рудных районах Приаргунья детальным картированием установлено, что обе формации участвуют в строении достаточно протяженных и широких брахиформных складок северо-восточного простирания.

В области Шилка-Газимурского междуречья складчатая структура этих толщ изучена гораздо слабее. Наибольшие затруднения в расшифровке структуры возникают в связи с неопределенностью стратиграфического положения терригенной тиганской свиты (см. выше). Сейчас появляются большие сомнения в правомерности отнесения большей части этой свиты к верхнему протерозою—нижнему палеозою и, следовательно, в правильности прежней интерпретации ее структурного положения. Считалось, что она залегает в ядре крупной антиклинали

(антеклиниория), расположенной в прибрежной полосе Шилки между с. Боты и пос. Усть-Кара. Полученные в последнее время данные позволяют думать, что выходящие в контакте с тиганской свитой карбонатные породы в ряде случаев надвинуты на нее, а не образуют крылья упомянутой антиклинали (гора Масляная близ с. Боты, рис. 41). Эти данные нуждаются в тщательной проверке, как и факт о залегании карбонатной шилкинскозаводской свиты непосредственно на нижнепротерозойском гнейсовом фундаменте (район с. Шилкинский Завод).

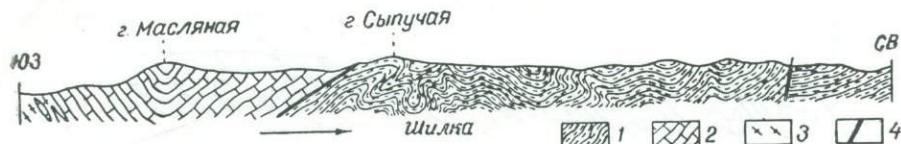


Рис. 41. Геологическое строение левого берега р. Шилки в районе г. Масляная, близ с. Боты:

1 — тонкоплитчатые аспидные сланцы тиганской свиты, 2 — карбонатные породы шилкинскозаводской свиты, 3 — гранито-гнейсы, 4 — разрывные нарушения.

Вместе с тем в некоторых пунктах прибрежной полосы р. Шилки нормальное залегание карбонатных пород на терригенных, правда, метаморфизованных более интенсивно, чем стратотипическая тиганская свита, вроде бы не вызывает сомнений (низовья пади Гала, устье пади Лужанки). Здесь могут быть выделены фрагменты брахиантиклинальных складок, в ядрах которых залегают терригенные породы, метаморфизм которых отвечает верхнему уровню зеленосланцевой фации.

Значительная площадь междуречья Шилки и Газимура занята крупным позднемезозойским автохтонным plutоном, унаследовавшим генеральное северо-восточное простиранье глубоко переработанной им древней структуры. Очень существенно, что в структуре plutона сохранились скиалиты и даже достаточно крупные блоки (пади Половинка, Боты), в которых опознаются уцелевшие от окончательной переработки кристаллические сланцы и гнейсы нижнепротерозойского комплекса. Тектонические блоки этих же пород часто встречаются в прибрежной полосе р. Шилки среди карбонатной шилкинскозаводской свиты. Последнее указывает на то, что в позднепротерозойской—раннепалеозойской структуре Шилкинско-Аргунской зоны довольно важную роль играли крупные выступы и раздробленные обломки нижнепротерозойского фундамента. Возможно, некоторые из них имели непосредственную связь с Уктычинской глыбой. Эту особенность следует подчеркнуть при обосновании геоантиклинальной природы рассматриваемой зоны.

Шовная зона. Конкретным выражением собственно краевого шва является узкая линейно-вытянутая специфическая структура, возникшая в пределах раннепротерозойской шовной полосы. Развитие структуры заключалось в преобразовании кристаллических пород станового комплекса и связанных с ними метаинтрузивов гранитоидного и гипербазит-габброидного состава путем наложения процессов катаклаза и милонитизации, повторного кристаллобластеза и интенсивного рассланцевания на уровне зеленосланцевого диафтореза. Наложенная сланцева-

тость имеет выдержанное северо-восточное простиранение, совпадающее с простираем раннепротерозойской структуры станового комплекса в шовной зоне. Обычно совпадают и азимуты падения, но углы падения наложенной сланцеватости гораздо круче ($75-90^\circ$ против первичных $30-50^\circ$).

Географическая позиция бластомилонитового шва дана в главе 3. Ширина его в современном плане колеблется от нескольких сотен метров до 3—4 км. Нами он прослежен в центральном, Среднешилкинском, звене зоны на отрезке между падью Ургуна (к северо-востоку от г. Сретенска) и р. Черной на расстоянии более 100 км. Установлено, что в западной части изученного отрезка (бассейн р. Чача) сланцеватость бластомилонитов имеет падение в юго-восточных румбах, а в бассейне пади Кара и восточнее она приобретает северо-западное падение.

В связи с неравномерным проявлением процессов динамометаморфизма и кристаллобластеза бластомилонитовый шов имеет струйно-полосчатую и мозаично-блоковую структуру, в которой участки (полосы) интенсивного преобразования чередуются с реликтовыми слабопереработанными блоками. Благодаря последним удается определить характер структурной перестройки и направленность вещественных преобразований.

Частные профили через бластомилонитовый шов, составленные по падям Ургуна, Джорол, Бугорья, Кара и Черная, устроены в принципе одинаково, хотя и различаются в деталях. Для примера приведем профиль по пади Джорол (с юго-востока на северо-запад):

1. Черные ультрамилониты в контакте с чачинской свитой (последняя этими процессами не затронута) 10 м
2. Тонкосланцеватые диафторированные бластокатаkläзиты и бластомилониты 500 м
3. Слабосланцеватые мигматизированные амфиболиты (метагаброиды) 200 м
4. Резкосланцеватые амфиболиты с реликтами катаклаза 50 м
5. Очковые, реже полосчатые диафторированные бластокатаkläзиты и бластомилониты, иногда окварцованные 800 м
6. Тонко- и грубополосчатые диафторированные бластокатаkläзиты и бластомилониты с маломощными «послойными» зонками плотных милонитов 1200 м
7. Неизмененные биотитовые гранито-гнейсы 700 м
8. Слабоизмененные кристаллические сланцы и гнейсы, рассеченные зонками рассланцевания 400 м

Все разновидности диафторированных бластокатаkläзитов и бластомилонитов характеризуются совершенным бластезом и устойчивым парагенезисом новообразованных минералов, соответствующим фации зеленых сланцев. Светлые разности пород отвечают кварц-альбитовым и кварц-серicitовым диафторитам; в породах повышенной основности развиваются эпидот, клиноцизит, хлорит, альбит. Реликтовые минералы (роговая обманка, биотит, андезин) и структуры дробления обычно свойственны переходным разностям, относительно слабее затронутым повторным кристаллобластезом и рассланцеванием. Особенность мине-

ральных изменений позволяет допустить существенно изохимический характер процесса.

Дислокационный диафторез шовной зоны логично поставить в связь с изофациальным ему прогressiveным зеленосланцевым метаморфизмом, происходившим по соседству в Борщовочной эвгеосинклинальной зоне.

* * *

*

Раннепалеозойские движения сыграли весьма существенную роль в развитии складчатой структуры южного крыла Пришилкинской зоны. Из-за неувязок в стратиграфии нельзя уверенно судить о возрасте складчатости (ранний силур или кембрий?), но можно подметить, что ранним палеоизодам свойственны особенности, указывающие на незавершенный характер их развития (отсутствие раннепалеозойских интрузий, в том числе гранитоидных plutонов, невыраженность орогенных движений и орогенного вулканизма, о чем свидетельствует отсутствие молассовых формаций соответствующего возраста). Однако независимо от этого возникшая в раннем палеозое сложная складчатая структура, очевидно, может считаться важнейшим геосинклинальным сооружением домезозойского этапа, которое послужило главной базой для последующего геосинклинального и орогенного структурообразования.

Уже отмечалась крайняя недостаточность сведений о средне- и позднепалеозойской истории Пришилкинской зоны, не позволяющая оценить масштабы и особенности проявления герцинского тектогенеза, его соотношение с каледонскими движениями. Также неясны масштабы проявления герцинского магматизма, о чем было сказано ранее. Не вдаваясь в разбор дискуссионных положений, укажем лишь на одно обстоятельство, имеющее непосредственное отношение к рассматриваемому району. Оно касается Куэнгинского приразломного прогиба — узкого лентовидного грабена, сложенного мощными терригенновулканогенными образованиями зеленосланцевой и диабазовой (спилитовой?) формаций. Их возраст окончательно не выяснен, но очевидно не выходит за рамки верхнего девона—перми.

Стало быть, можно говорить о возобновлении на этом этапе геосинклинальных движений в отдельных частях шовной зоны, выразившихся в локальных, но достаточно интенсивных погружениях и развитии типичных шовных формаций, близких к офиолитовой серии.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

В раннем мезозое происходит важный перелом в тектонической истории Пришилкинской зоны. В южном крыле зоны, как и на всей территории Восточного Забайкалья, в эту эпоху завершается собственно геосинклинальное развитие, оформляется складчатая структура ранних мезоизод и подготавливается переход к качественно новому этапу — эпигеосинклинальному орогенезу. В то же время значительно

повышается тектоническая активность и северного крыла зоны, где устанавливается режим эпиплатформенного орогенеза.

В структуре раннего мезозоя четко обособляются позднетриасовые и раннеюрские сооружения, составляющие два структурных яруса. Первый из них, сформированный в начальную стадию раннемезозойского геосинклинального процесса, имеет локальное развитие и характеризуется строгой приуроченностью к шовной зоне глубинного разлома. Другой ярус, возникший в условиях кульминации и завершения собственно геосинклинального развития, распространен значительно шире и представлен разнообразными складчато-глыбовыми структурами.

Позднетриасовый структурный ярус

К нему принадлежит Ингодино-Шилкинский прогиб, выраженный цепочкой разобщенных впадин в шовной зоне глубинного разлома. Прогиб протягивается вдоль рек Шилки и Ингода на расстоянии около 300 км. В Пришилкинскую зону входит его восточная часть, представленная Куэнгинской впадиной.

Куэнгинская впадина в современном структурном плане состоит из разрозненных тектонических блоков верхнетриасовых отложений, сосредоточенных на левобережье р. Шилки в полосе между р. Куэнга и пос. Кокуй. Внутренняя часть впадины перекрыта верхнемезозойскими орогенными толщами Делюнской депрессии, и только на ее флангах и местами в южном обрамлении верхнетриасовые блоки выступают на поверхность. Судя по этим фрагментарным выходам, протяженность впадины составляет около 50 км при ширине до 10—12 км. Ее складчатая структура в целом имеет субширотное (на западе) и северо-восточное простирание, строго совпадающее с простираемием других шовных структур глубинного разлома.

Относительно лучше изучена западная окраина впадины, расположенная в нижнем течении р. Куэнга и по ее правым притокам — падям Бичектуй и Ареда. Здесь зафиксирован наиболее полный разрез верхнего триаса (около 4000 м), сложенный терригенной флишоидной формацией. В верхней части разреза появляются пачки вулканогенных пород, преимущественно кислого состава. Этим впадина отличается от подобных структур в западном звене Ингодино-Шилкинского прогиба, в частности от Туринской впадины, в строении которой, по данным В. Ф. Лоскутова и В. П. Долганева, значительную роль играют вулканиты спилito-диабазовой формации мощностью до 2000 м.

Структура западной части впадины представлена несколькими сближенными тектоническими пластинами, имеющими простое складчатое строение. Примером может служить простая открытая складка, хорошо наблюдаемая в обнажении правого борта р. Куэнга вдоль выемки железной дороги возле с. Верх. Куэнга (рис. 42). Складки и их фрагменты имеют субширотное и северо-восточное простирание; так же ориентированы расчленяющие их разломы. В плане тектонические пластины обычно создают линзовидные и клиновидные формы.

Строение восточных звеньев Куэнгинской впадины изучено очень слабо. Можно отметить, что все известные тектонические блоки сложены аналогичными терригенными толщами флишоидного типа и характеризуются спокойными складчатыми дислокациями, осложненными

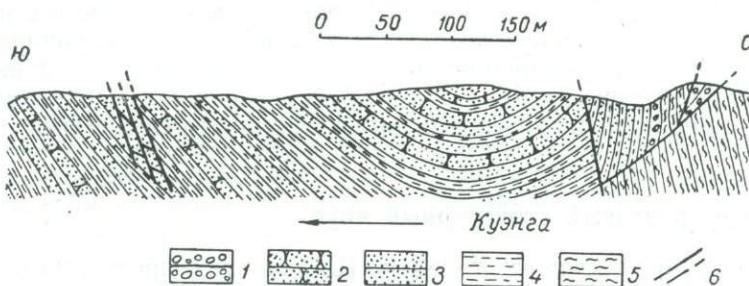


Рис. 42. Геологическое строение правого берега р. Куэнга близ с. Верхняя Куэнга:

1—4 — верхний триас: 1 — базальные конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты; 5 — зеленые хлорит-серпентитовые сланцы верхнего палеозоя, 6 — разломы.

ными крутопадающими и пологими разрывами, в том числе взбросо-надвигами. Один из крупных пологих надвигов, нарушающий складчатую структуру Усть-Курлычинского блока, хорошо виден в скальных обрывах левого берега р. Шилки, в двух километрах ниже устья пади Курлыча.

Западнее г. Сретенска, в районе пос. Кокуй, зарегистрирован крайний восточный блок Куэнгинской впадины, в пределах которого обозначается общий разворот и замыкание складчатой структуры Ингодино-Шилкинского прогиба. И. Г. Рутштейн и К. К. Анашкина наметили здесь простую асимметричную синклинальную складку субширотного—северо-западного простирания.

Раннеюрский структурный ярус

Шовная зона и южное крыло. Сохранившиеся в современном плане структурные элементы достоверной и предполагаемой нижней юры представлены большими и малыми, обычно сильно вытянутыми ломтевидными тектоническими пакетами, заключающими в себе фрагменты моноклинальной или сложноскладчатой структуры. Они являются реликтами сложного ансамбля крупных структурных форм ранней юры, облик которых в настоящее время можно наметить лишь в предварительном виде.

Для реконструкции раннеюрской шовной структуры исключительную важность имеют полученные недавно доказательства раннеюрского возраста Чачинского шовного грабена — находка И. Г. Рут-

штейна и К. К. Анашкиной нижнеюрских аммонитов в чачинской свите. Этим был установлен опорный структурный элемент в центральном звене Пришилкинской зоны, к которому стало возможным подключить «немые», но формационно однотипные структуры фланговых звеньев. На северо-восточном фланге редуцированным продолжением Чачинского грабена является более тонкий линзующийся пакет Карииско-Куларкинского грабена, который в свою очередь сменяется мозаично-блоковой системой «Горбичанской дуги». На западном фланге Чачинского грабена расположен фаунистически датированный Матаканский грабен, от которого в западном направлении протягивается узкая шовная пластина предположительно нижнеюрских отложений, прослеженных нами в долине р. Куэнга близ ст. Шапка и по р. Нерча на окраине г. Нерчинска. Обозначенная цепочка грабенов (тектонических пакетов) входит в состав крупной и, очевидно, единой структуры в зоне глубинного разлома, которую можно назвать Шилкинским шовным прогибом.

В структуре Чачинского грабена и его южного обрамления отмечаются некоторые характерные особенности, в какой-то мере проливающие свет на черты строения Шилкинского прогиба. Грабен имеет форму узкой удлиненной пластины северо-восточного простирания, срезанной в торцах массивами гигантопорфировидных гранитоидов (Сретенским — на западе, Кара-Чачинским — на востоке). Длина грабена превышает 40 км, ширина достигает местами 8 км. Вдоль его северо-западного борта протягиваются шовные бластомилониты, образованные, как уже отмечалось, по породам древнего фундамента. Примыкающие к бластомилонитам конгломераты чачинской свиты рассланцеванию и милонитизации не подвержены и только в узкой контактовой зонке затронуты процессами дробления и гидротермальной переработки. Структура грабена представляет собой устойчивую моноклиналь, в которой принимают участие как упомянутые конгломераты, так и связанные с ними единым разрезом филлитовидные сланцы и песчаники. Простижение моноклинали полностью совпадает с простиранием шовных бластомилонитов, падение устойчивое юго-восточное, под углом 60—75°. И. Г. Рутштейн и К. К. Анашкина недавно отметили признаки опрокинутого залегания отдельных пакетов моноклинали, что указывает на присутствие в ней скрытой опрокинутой складчатости.

С приближением к юго-восточному борту грабена значительно усиливается его внутренняя продольная и поперечная блоковая расчлененность, появляются мелкие тектонические пакеты и клинья, в которых местами наблюдается мелкая изоклинальная складчатость. Особенно интересны небольшие блоки, отделенные от основной моноклинали пологими надвиговыми поверхностями (междуречье рек Киргинской Чачи и Боринской Чачи). Внутри таких блоков моноклинально залегающие пластины приобретают противоположное северо-западное падение, углы падения варьируют в широких пределах (20—90°), на фоне моноклинали развиваются мелкие сжатые наклонные, опрокинутые и лежачие складки, в их опрокинутых крыльях иногда

видны поверхности надвиговых смещений. Именно к этим блокам приворочены известные находки среднепалеозойской флоры (см. выше).

Юго-восточный контакт грабена с метаморфическими сланцами джорольской свиты на всем протяжении представлен взбросом, падающим на юго-восток под углом 70—80° и круче, по которому пакеты опрокинутых складок джорольской свиты надвинуты на моноклинально залегающие конгломераты и филлитовидные сланцы чачинской свиты. Поверхность взброса в целом ориентирована согласно с моноклиналью грабена и совпадает с простирианием надвинутой структуры джорольской свиты. Чачинская свита в зоне контакта (ширина до 100 м) интенсивно динамометаморфизована: конгломераты приобретают тонкорассланцовую текстуру, хорошо окатанная галька сильно сплющена и растянута с образованием резко удлиненных сигарообразных форм, так называемых «хвостатых» галек; филлитовидные сланцы в разной мере насыщены тонкими прослойками и линзами жильного кварца и смяты в мелкую гармошковидную плойчатость, местами имитирующую волноприбойные знаки.

Примечательно, что внутри надвинутого пакета джорольской свиты примерно в 0,5—1 км южнее линии взброса расположен пояс альпинотипных гипербазитов, вытянутый в строгом соответствии с простирианием структуры грабена и надвиговой зоны. Пояс следует вдоль грабена на всем его протяжении и, только достигнув его западного фланга, круто поворачивает к югу («Молодовская дуга»). Описав на этом участке так называемую «Сретенскую сигмоиду», пояс выходит в среднее течение р. Куренга и здесь вновь сближается с нижнеюрскими отложениями, образующими небольшой изолированный блок — Кислоключинский грабен. Гипербазиты примыкают к южному борту последнего, причем одно из прорезивших тел входит в непосредственное соприкосновение с осадочной толщей. Гипербазиты в зоне контакта очень сильно рассланованы и милонитизированы, нижнеюрские конгломераты динамометаморфизованы несколько слабее, но их наложенная сланцеватость широтного простириания структурно сопряжена с рассланцеванием в гипербазитах и вместе с тем явно не согласуется с субмеридиональным простирианием складчатой структуры грабена.

Таким образом, Чачинский и Кислоключинский грабены занимают одинаковую позицию в отношении пояса гипербазитов. К тому же ониformationно близки друг другу: оба сложены специфической конгломератовой и аспидной формациями, тесно между собой связанными. Оба грабена имеют моноклинальное строение. Можно допустить, что они являются разобщенными фрагментами единой шовной раннеюрской структуры, нарушенной последующими надвиговыми перемещениями с юга, в которых приняли участие мощные пластичные пакеты древних офиолитов (джорольская свита и гипербазиты). Следует обратить внимание также на то, что непосредственно к югу от Чачинского грабена и надвинутой на него пластины офиолитов расположен Ушмунский грабен, вытянутый в виде удлиненного аклина в том же северо-восточном направлении. Развитая в нем ас-

преднанная формация полностью сопоставима с таковой из Чачинского грабена. В структурном отношении он также представляет собой моноклиналь, но в отличие от Чачинского грабена характеризуется прямо противоположным северо-западным падением. По всей вероятности, и эти грабены могут считаться остатками первоначально единой рибиннеюрской структуры и представляют собой разные крылья шовного синклиниория, разобщенные выдвинутыми и взброшенными блоками древнего фундамента. В этом плане Чачинский и Кислоключинский грабены, по-видимому, являются элементами северного крыла Шилкинского шовного прогиба, причем субмеридиональная ориентировка моноклинали Кислоключинского грабена, вероятно, служит указанием на юго-западное замыкание прогиба на окончании «Сретенской сигмоиды».

Западным продолжением Чачинского грабена является Матаканский грабен, выполненный аспидной и песчано-конгломератовой формациями. Судя по данным И. Г. Рутштейна и К. К. Анашкиной (1969), структура грабена имеет вид сжатого односклонного шовного синклиниория с устойчивой северо-западной вергентностью складок и граничных разломов.

Фланговые звенья Шилкинского шовного прогиба изучены слабо. На западном фланге нами предположительно выделена Нерчинско-Куэнгинская шовная моноклиналь (грабен-моноклиналь), повсеместно сохраняющая крутое юго-западное падение. Она сложена аспидной и, возможно, андезито-липаритовой формациями. Сложное мозаично-блоковое строение имеют Кариеско-Куларкинский, Горбичанский и Никольский грабены на восточном окончании шовного прогиба. Они характеризуются пестрым набором формаций (конгломератовая, аспидная, андезитовая) и сравнительно простой моноклинальной структурой, разбитой на многочисленные тектонические пакеты. Падение моноклинальных пакетов преимущественно северное и северо-западное.

Интересен общий план Шилкинского шовного прогиба. В целом имея узкую и сильно вытянутую «щелевидную» форму, прогиб заметно расширяется в пределах центрального, наиболее активного звена (Чачинский синклиниорий, с учетом Чачинского и Ушмунского грабена), и резко сужается в направлении к флангам, испытывая при этом характерное ветвление (Кислоключинский грабен на юго-западном окончании «Сретенской сигмоиды», раструб «Горбичанской дуги»). Структура шовного прогиба расщепляется на крупные ветви — две северные, Куйтунскую и Ундургинскую, и юго-западную, Куренгино-Карискую.

В отношении Куренгино-Кариского прогиба можно высказать лишь предварительные соображения. Сравнительно лучше изучено его юго-западное звено, наиболее удаленное от шовного прогиба. Оно представлено крупным Куренгинским грабен-синклиниорием северо-восточного простирания, выполненным аспидной и флишоидной формациями большой мощности (до 2500 м, по Г. Ю. Григорчуку и В. Д. Гунбину, 1964). Сложная линейная складчатость грабен-синклиниория сильно нарушена блоковой тектоникой. Примечательной особенностью

структуры является разветвление ее обоих флангов, напоминающее рисунок рифта.

Не вполне ясен вопрос о северо-восточном продолжении этого звена в бассейне рек Джеронь и Боты, где расположен крупный Джероньский массив гигантопорфировидных гранитов сретенского типа. Остается нерешенным и вопрос о масштабе развития нижнеюрских толщ в пределах северо-западного, Кариjsкого, звена прогиба (см. выше). Фаунистически датированные отложения нижней юры в районе с. Шилкинский Завод (чалбучинская свита) образуют небольшие тектонические пакеты с фрагментами простых складчатых и моноклинальных форм северо-восточного простираия, но действительная расшифровка структуры нижней юры станет возможной здесь лишь с привлечением тектоники тиганской свиты.

Положительные элементы раннеюрской структуры выделяются условно в качестве интрагеоантклинальных поднятий, вписывающихся в виргирующую систему прогибов и грабенов (рис. 43). Их положение и размеры могут быть намечены при условии более четкого определения первичных границ сопряженных с ними прогибов: Шилкинского шовного, Куренгино-Кариjsкого и Газимурского. Выполнить это из-за тафрогенной расчлененности последних непросто. Трудно что-либо сказать и о характере этих поднятий, поскольку они претерпели интенсивную переработку в процессе позднемезозойского орогенеза и на их месте в современной структуре Пришилкинской зоны расположены более молодые магматогенные сводово-глыбовые сооружения.

Северное крыло. О проявлении здесь раннеюрского эпиплатформенного орогенеза можно судить на основании коррелятных толщ Куйтунского и Ундургинского грабенов, возраст которых с некоторой условностью принимается как нижнеюрский. Грабены рассматриваются в качестве компенсационных структур, сопряженных с орогенными поднятиями. Выполняющие их континентальные молассовая и андезито-липаритовая формации образуют узкие приразломные моноклинали с крутым юго-восточным падением. По нашим наблюдениям, южные борта грабенов ограничены крутыми взбросами, согласными с моноклинальной структурой, в чем можно усмотреть аналогию с Чачинским грабеном. В крыльях взбросов здесь также развиваются зоны интенсивного рассланцевания и милонитизации. О характере орогенных поднятий данных пока нет.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС (средняя юра—ранний мел)

Позднемезозойские сооружения определяют современную структуру Пришилкинской зоны. (рис. 44). Они принадлежат к орогенным образованиям, возникшим в условиях интенсивного поднятия обширных блоков допозднемезозойской структуры и резкого усиления магматической деятельности. Для шовной зоны и южного крыла глубинного

разлома орогенное структурообразование непосредственно связано с предшествующей раннемезозойской складчатостью и по отношению к ней является эпигеосинклинальным. В северном крыле Пришилкинс-

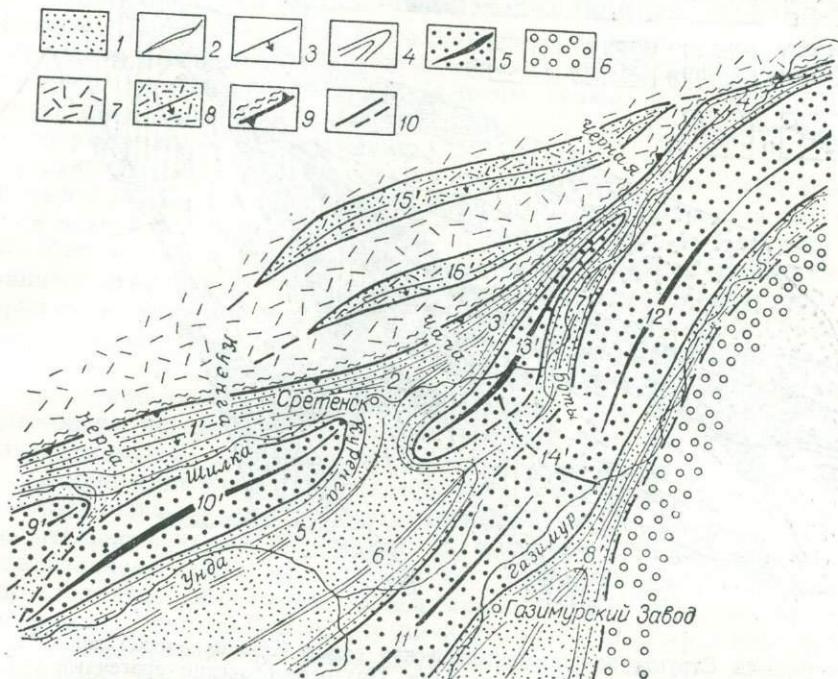


Рис. 43. Структурно-палеотектоническая схема Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома (ранняя юра).

Южное крыло Пришилкинской зоны. Раннеюрская складчатая структура.

1 — геосинклинальные прогибы, выполненные аспидной, песчано-конгломератовой, конгломератовой, местами андезито-липаритовой формациями (1'—4' — Шилкинский шовный, 5'—7' — Куренгино-Карийский, 8' — Газимурский; 2 — оси синклиниориев (2' — Матаканского шовного, 3' — Чачинского шовного, 5' — Кислоключинского, 6' — Куренгinskого, 7' — Ботовско-Карийского, 8' — Газимурского); 3 — шовные моноклинали (1' — Нерчинско-Кузингинская, 4' — Горбачанская); 4 — изопахиты (через 1000 м); 5 — интрагеоантеклинальные поднятия и их предполагаемые оси (9' — Теленгуское, 10' — Борщовочное, 11' — Туровское, 12' — Междуреченское, 13' — Пологинское, 14' — Уктычинское поперечное); 6 — Аргунская геоантеклинальная зона.

Северное крыло Пришилкинской зоны. Структура раннеюрской (?) эпиплатформенной активизации раннепротерозойского складчатого фундамента: 7 — орогенные поднятия, 8 — компенсационные грабены, выполненные наземной андезит-липаритовой и молассовой формациями и их предполагаемые оси (15' — Ундургинский, 16' — Куйтунский), 9 — краевой шов и шовные бластомилониты, 10 — прочие разломы.

кой зоны орогенез накладывается на структуры древней консолидации и в этом смысле является эпиплатформенным (выше показано, что орогенез данного типа проявился и в раннем мезозое).

Формирование позднемезозойского орогенного комплекса можно разделить на три стадии: тафрогенную, вулкано-плутоническую и сводово-депрессионную.

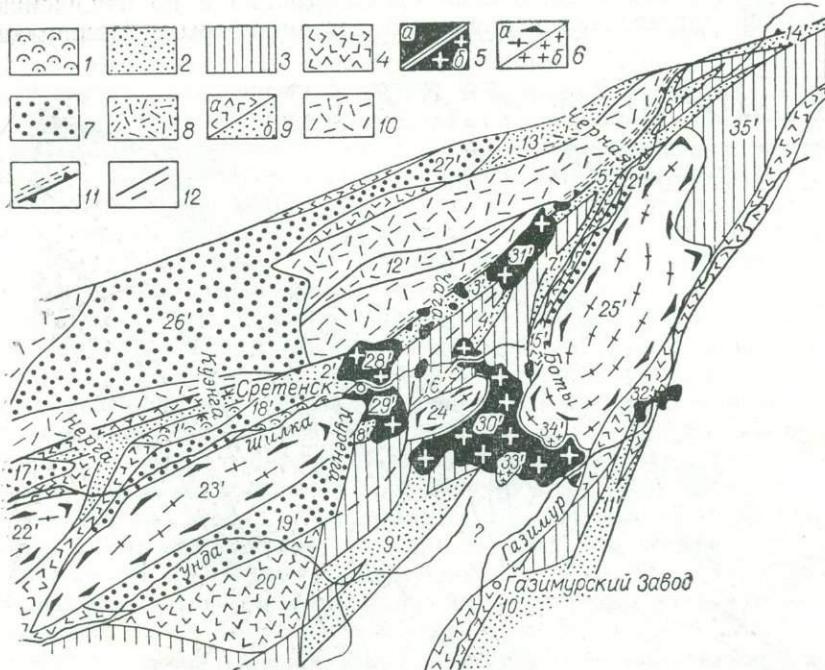


Рис. 44. Структурно-палеотектоническая схема Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома. Позднемезозойский орогенный этап (средняя юра—ранний мел).

Шовная система и южное крыло Пришилкинской зоны. Эпигеосинклинальный орогенез ранних мезозоев. Тафрогенные структуры, возникшие при глыбовом расщеплении раннемезозойской складчатости: 1 — шовные грабены, выполненные флишандной формацией верхнего триаса (1' — Кузнинский); 2 — грабены, выполненные формациями нижней юры (шовные), 2' — Матаканский, 3' — Чачинский, 4' — Ушмунский, 5' — Карицко-Куларкинский, 6' — Горбичанский, 14' — Никольский; прочие: 7' — Чалбучинский, 8' — Кислоключинский, 9' — Куренгинский, 10 — Газимурозаводский, 11' — Курленинский; 3 — горсты, поднятые блоки домезозойской структуры (35' — Кучугайский). В улканоплатонические структуры (средняя—поздняя юра); 4 — вулкано-тектонические впадины, выполненные наземной андезит-липартовой формацией (15' — Ботовско-Карийская, 16' — Ералгинская, 20' — Талагиге-Куренгинская); 5 — интрузии гибридного гранит-диоритового сретенского комплекса; а — бугорынских типа, б — сретенского типа (массивы; 28' — Сретенский, 29' — Удиригинский, 30' — Чача-Джеронский, 31' — Кара-Чачинский, 32' — Култуминский). Сводовые депрессионные структуры (средняя юра—ранний мел): 6 — сводовые поднятия — автохтонные гранитоидные plutоны борщовочного комплекса (22' — Таленгуйское, 23' — Борщовочное, 24' — Пологинское, 25' — Междуреченское), б — интрузивные массивы палингенных гранитов (33' — Ботовский, 34' — Семкокучинский); 7 — компенсационные тектонические депрессии, выполненные континентальной молассой, местами угленосной (17' — Арбагаро-Холбонская, 18' — Кузнинская, 19' — Ундино-Дайнская, 21' — Усть-Карская).

Северное крыло Пришилкинской зоны. Эпиплатформенный орогенез ранних протерозоя. 8 — ахемитозойские грабены, выполненные наземной андезит-липартовой формацией (12' — Куйтунский, 13' — Джилиндинский); 9 — позднемезозойские наложенные впадины и депрессии; а — наземная андезит-липартовая формация, б — континентальная молassa, местами угленосная (26' — Оловская, 27' — Ундургинская); 10 — горсты, 11 — краевой шов и шовные метасоматиты, 12 — прочие граничные разломы.

Структуры тафрогенной стадии — это грабены и горсты, возникшие в процессе глыбового расчленения складчатой структуры раннемезозойских прогибов. Описание грабенов дано в предыдущем разделе, поскольку только в них заключены сохранившиеся фрагменты раннемезозойского складчатого комплекса. Здесь обратим внимание на большое значение взбросово-надвиговых движений при формировании грабенов и сопряженных с ними горстов, что особенно четко видно на примере Чачинского грабена. Заметим также, что движение масс по надвигам в центральном звене Пришилкинской зоны имеет устойчивое северо-западное направление.

Структуры вулкано-плутонической стадии представлены глыбовыми поднятиями и впадинами в пределах шовной зоны и основных ветвей глубинного разлома; к этой же стадии относится развитие Уктычинского поперечного глыбового поднятия. Формирование указанных структур сопровождается становлением гранит-диоритовых «гибридных» интрузий сретенского комплекса и генетически связанных с ними наземных вулканитов андезит-липаритовой формации. Возрастной диапазон этих образований включает среднюю и позднюю юру.

Интенсивность проявлений вулканизма и интрузивного магматизма выражена неодинаково в разных звеньях шовной зоны. Западное Верхнешилкинское звено характеризуется преимущественным развитием вулкано-тектонических впадин, тогда как центральное Среднесилкинское звено имеет «интрузивный» профиль, определяемый исключительно высокой концентрацией массивов и малых тел сретенского комплекса. Такой же профиль характеризует Уктычинское поперечное поднятие. Восточное Нижнешилкинское звено имеет тоже интрузивную специализацию, но интенсивность ее выражена слабее.

Куренгино-Карийская ветвь глубинного разлома на этой стадии представлена активной зоной глыбовых дислокаций, объединяющей вулкано-тектонические впадины и сопровождающие их малые интрузии и дайки сретенского комплекса. Примерно такое же строение Ундургинской зоны (ветви) глыбовых дислокаций.

Вулкано-тектонические впадины в большинстве случаев имеют форму узких линейно-вытянутых линзовидных или клиновидных грабенов северо-восточного простирания, реже изометрических кальдерообразных построек (Ботовская кальдера). Они выполнены лавами андезитовых и трахиандезитовых порfirитов, дакитовых и липаритовых порfirиров и их туфами, обычно образующими простые пологонадающие моноклинали. Так выглядит, в частности, изученный нами Урдюганский грабен, расположенный возле с. Шилкинский Завод. Фундаментом ему служит складчатая структура нижнеюрской чалбучинской свиты, которая вблизи западного края грабена содержит в себе субвулканические дайки андезитовых порfirитов и экструзивные купола дакитов, идентичные эфузивным фациям этих пород самого грабена. С юго-востока на грабен надвинуты карбонатные породы древней шилкинскозаводской свиты; поверхность надвига полого падает в юго-восточном направлении (ср. с надвигом в юго-восточном борту Чачинского грабена).

Инtrузивные тела сретенского комплекса представлены крупными массивами (площадью до 300 и более квадратных километров), штоками и дайками. Последние совместно с малыми штоками обычно образуют выдержаные пояса северо-восточного простираия, из которых наиболее концентрированные приурочены к центральному звену шовной зоны и Куренгино-Карийской зоне глыбовых дислокаций. Массивы и крупные штоки также образуют структурно закономерные сообщества, в основном связанные с центральным звеном шовной зоны и Уктычинским поперечным поднятием. В одном случае они составляют пояс «шовного» северо-восточного простираия, причем некоторые тела (Сретенский и Кара-Чачинский массивы, Джорольский шток) имеют достаточно ясное северо-восточное удлинение, в другом случае массивы (Чача-Джероньский, Удирингинский) и их совокупность приобретают четкую северо-западную ориентировку.

Структуры с водово-одепрессионной стадии (средняя юра—ранний мел) представлены крупными автохтонными гранитоидными plutонами борщовочного комплекса в виде зональных брахиформных сводов и куполов, с которыми сопряжены компенсационные тектонические впадины (депрессии). Последние выполнены континентальной молассой и наземными, преимущественно базальтоидными, вулканитами (Усть-карская и шилкинская свиты). Поскольку магматогенные постройки предшествующей вулкано-плутонической стадии в значительной мере запечатывают основные подвижные (магмо- и флюидовыводящие) каналы глубинного разлома, очаги активизации и связанные с ними сводово-купольные сооружения смещаются в межразломные блоки, очевидно совпадающие с раннеюрскими интрагеоантклинальными поднятиями. Таким образом, в обрамлении сводов выступают структуры шовной зоны и активных ветвей глубинного разлома (Борщовочная, Ботовско-Карийская).

Изученные нами сводово-купольные поднятия (Пологинское, Междуреченское, Борщовочное) имеют брахиформное зональное строение. Их оси вытянуты в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием обрамляющих структур. Отчетливая сланцеватость, особенно ясная в зоне краевых бластомилонитов и мигматитов, выражена ориентированным расположением крупных порфиробластов и порфирокластов калишпата, плоскопараллельными, часто линзовидными скоплениями кварца, полевых шпатов и цветных минералов, удлиненными скиалитами. Сланцеватость очерчивает плавные овальные формы сводов с пологими крыльями ($5-15^\circ$ до 30°) и широкими плосковерхими замками. Переход от крыльев к замку примерно совпадает с условной границей между краевыми мигматитами и зоной гранито-гнейсов; в последних сланцеватость имеет субгоризонтальную ориентировку. По рисунку сланцеватости внутри сводов намечаются купола второго порядка.

Обычно (не всегда) краевые милониты отделены от рамы мощной (до 500 м) зоной контактовых брекчий и окварцованных пород, возникающих на заключительном этапе формирования сводов. Иногда же удается наблюдать постепенный переход от краевых бластоми-

ников к неизмененным породам рамы через зону тонких прожилков милонитов, сеть которых быстро затухает (северо-западный край Междуреченского купола, падь Половинка). При этом полная структурная перестройка пород фундамента и вовлечение их в сводообразование наступает благодаря резкому сгущению сети милонитов и их перекристаллизации под влиянием быстро нарастающего от периферии градиента метаморфизма и метасоматоза. Следует подчеркнуть, что движение масс в ходе милонитизации было малоамплитудным и не сопровождалось крупными надвиговыми перемещениями. В результате возникла узкая круто залегающая колонна глубокоэшелонированных по вертикали бластомилонитов с пологопадающей сланцевостью.

В некоторых случаях концентрическая зональность сводов нарушается и в контакте с рамой вместо краевых милонитов и мигматитов выходят гранито-гнейсы или даже палингенные гранитоиды с интрузивными границами (асимметричный тип строения сводов).

В целом можно заключить, что процесс свodoобразования обусловлен взаимодействием таких основных факторов, как многостадийный дислокационный метаморфизм, термальный метаморфизм и высокотемпературный кремниево-калиевый метасоматоз под воздействием трансмагматических флюидов. Развитие сводов происходило, вероятно, в результате приращения объема новообразующихся масс под влиянием метаморфизма и плавления (с учетом глубинного диапиризма) и благодаря прогрессирующему массообмену, названному Г. Л. Поспеловым «метасоматозом разбухания». Есть основания считать, что сводово-купольные структуры Пришилкинской зоны принципиально сопоставимы с мезозойскими купольными постройками, описанными С. М. Синицей, В. В. Старченко и И. Г. Рутштейном в ряде районов Восточного и Центрального Забайкалья. Возможно поэтому, что именно они являются наиболее яркими и специфическими проявлениями орогенной активизации Забайкалья.

Процессы палингенно-метасоматических новообразований развиваются и за пределами сводов, в шовной зоне и ветвях глубинного разлома. Они образуют узкие линейновытянутые зоны метасоматитов, бластомилонитов и сланцеватых гранито-гнейсов, имеющие сложнорасщепленное «многоструйчатое» строение (Сретенская, Ивановская, Карийская зоны). Иногда они осложняются поперечными ответвлениями тонких метасоматитовых «струй» и систем повышенной трещиноватости, которые представляют наибольший интерес в металлогеническом отношении.

Компенсационные тектонические впадины (депрессии) расположены строго вдоль подножий сводово-купольных поднятий, формируясь в подвижных зонах обрамления последних (шовная зона, Борщовочная и Карийско-Ботовская ветви глубинного разлома). Тесно связанные с развитием сводов, они несут в себе свидетельства разных этапов свodoобразования. Раннему этапу соответствуют тонкообломочная континентальная моласса и базальтоидные лавы усть-карской свиты (нижний структурный этаж впадин); фациальный облик молассы

указывает на неконтрастное геоморфологическое выражение сводов и их относительно слабый размыв (обломки пород свода в молассе отсутствуют). Позднему этапу отвечает грубообломочная моласса шилкинской свиты (верхний структурный этаж впадин); большая мощность молассы (свыше 1000 м) и присутствие в ее материале обломков бластомилюнитов, мигматитов и гранито-гнейсов сводов свидетельствуют о весьма контрастном выражении поднятий в рельфе и их интенсивном размыве, обусловившем накопление мощных фаций подножий, обвалов и осыпей.

В структурном отношении тектонические впадины представляют собой линейно-вытянутые цепочки брахиформных или удлиненных плоскодонных мульд, разделенных узкими и достаточно крутыми поперечными поднятиями.

* * *

В заключение обзора основных моментов геологического строения и истории развития Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома попытаемся наметить некоторые новые подходы к металлогении этой структуры, вытекающие из анализа изложенных выше материалов.

Известно, что в шовной зоне и активных ветвях глубинного разлома выявлены многочисленные месторождения и рудопроявления золота, молибдена, полиметаллических руд, олова и некоторых других типов минерализации, принадлежность которых к этапу позднемезозойского орогенеза не вызывает сомнений. Попытки установить закономерности их размещения в основном сводились к констатации постмагматических гидротермального происхождения оруденения и его генетической (парагенетической) связи с так называемыми рудоносными интрузиями (среди которых Сретенский комплекс). В свете новых представлений о природе орогенного магматизма и определяющей роли в этом процессе трансмагматических растворов взаимоотношения оруденения со средненскими интрузиями выглядят опосредованно, а становление последних следует считать лишь эпизодом в эволюции глубинных флюидов.

Геологические данные показывают, что трансмагматические растворы не являются источником большинства металлов. Однако, воздействуя на субстрат, они могут мобилизовать рассеянные в нем рудные компоненты, вынося их за контур активной палингенно-метасоматической переработки, и при благоприятных физико-химических и геолого-структурных условиях обеспечивают концентрированное рудоотложение. По этой причине линейные зоны метасоматитов, как и обширные сводово-купольные поднятия, являются практически безрудными и в этом смысле малоперспективными.

Анализ размещения известных рудных объектов, преимущественно золоторудных, показывает, что они пространственно и структурно тяготеют к периферии линейных зон метасоматитов. В качестве при-

мера приведем Каийскую зону, где главными рудоконтролирующими факторами являются:

1. Приуроченность к шовной зоне глубинного разлома, обеспечивающей активное функционирование трансмагматических растворов.

2. Приуроченность к разветвленной системе повышенной трещиноватости и сети тонких метасоматических прожилков, оперяющих главную (безрудную) зону метасоматитов. Важно подчеркнуть, что в главной зоне осуществляется устойчивый кремниево-калиевый метасоматоз, тогда как в оперяющей системе растворы трансформируются в кремниево-натровые.

3. Избирательная связь с породами повышенной основности (метагабброиды, амфиболиты, диориты и др.). Приуроченность к ним главной (безрудной) зоны метасоматоза создает, вероятно, благоприятные предпосылки для более обильного выноса металлов за счет их повышенной первичной концентрации. Приуроченность же к этим породам оперяющих систем рудосброса способствует установлению благоприятной среды рудоотложения.

Выявленные факторы контроля золотого оруденения вполне могут быть использованы в качестве поисковых критерииев и на другие типы эндогенной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В. А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья. Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 81, Л., 1963.
2. Амантов В. А. Тектоническое районирование Забайкалья и сопредельных территорий в свете новых данных. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. I (3), Чита, 1966.
3. Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 6.
4. Анашкина К. К., Рутштейн И. Г. К палеогеографии и тектонике юры Восточного Забайкалья. — «Зап. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР», вып. XXXV. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 6, ч. 1, Чита, 1969.
5. Антипов В. С. Петрология и геохимия гранитоидов Пришилкинской структурной зоны (Восточное Забайкалье). — Автореф. канд. дис., Иркутск, 1970.
6. Арсентьев В. А., Старченко В. В. Тектоническое районирование Забайкалья. — Тезисы докл. IV геол. конф. ЧГУ, Чита, 1965.
7. Бородавская М. Б. Некоторые особенности петрогенеза формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 6, 1156.
8. Бородавская М. Б., Шмидт А. И. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. Мин. об-ва», т. 85, № 3, 1956.
9. Вартанова Н. С., Завьялова З. В., Щербакова З. В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972.
10. Василенко В. Б., Литвинов В. Л. Некоторые особенности биотитов гибридных пород. — «Геол. и геофиз.», 1966, № 7.
11. Гольденберг В. И. Ордовик района Аяна (Хабаровский край). — «Изв. вузов. Геология и разведка», № 9, 1970.
12. Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом. — ДАН СССР, т. 137, № 5, 1961.
13. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., Изд-во АН СССР, 1967.
14. Горжевский Д. И., Портнягин Э. А. О поперечном поднятии, разделяющем Восточно-Забайкальский и Верхне-Амурский прогибы. — Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
15. Горжевский Д. И., Портнягин Э. А. О взаимоотношении палеозойских и юрских структур Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья. — «Изв. вузов. Геология и разведка», № 11, 1963.
16. Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Тектоническое и металлогеническое районирование зон активизации на примере Забайкалья. — ДАН СССР, т. 166, № 1, 1966.
17. Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А. О золото-молибденовом поясе Забайкалья. — ДАН СССР, т. 178, № 3, 1968.
18. Ефимов А. Н., Тетяева Т. М. К стратиграфии протерозоя и нижнего кембрия Забайкалья. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», Вып. I (3). Чита, 1966.
19. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
20. Зорин Ю. А. Глубинные разломы на территории Читинской области (по геофизическим данным). — Тезисы докл. IV геол. конф. Читинского геол. упр. Чита, 1965.
21. Иванов А. Х. Тектонические разломы. — В кн.: Васильев В. Г. (и др.). Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
22. Казицын Ю. В. (и др.). Мезозойские металлоносные интрузии Олекмо-Нерчуганского района. — «Сов. геол.», 1962, № 19.

23. Кипарисова Л. Д. К стратиграфии морского триаса в Восточном Забайкалье. — Труды ГГРУ, вып. 111, 1932.
24. Кирилюк В. П. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдано-Витимского щита. — «Вестник Львовского ун-та, сер. геол.», вып. 2, 1964.
25. Киппнер А. Л. Тектоническое положение гипербазитовой формации и некоторые проблемы инициального магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
26. Князев Г. И. Стратиграфия нижнего палеозоя и докембрия Приаргунья. ЦНИГРИ, Чита, 1962.
27. Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовского ун-та, 1956.
28. Козеренко В. Н. Значение структурно-фаунистических зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
29. Козеренко В. Н., Локерман А. А., Мисник Ю. Ф. К характеристике нижнепалеозойских отложений Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии. — «Геол. сб. Львовского геол. об-ва», № 14, 1973.
30. Козеренко В. Н. (ред.). Геология СССР, т. XXXVI. Читинская область. М., Госгеолтехиздат, 1961.
31. Козеренко В. Н., Локерман А. А., Наумова С. И. Новые данные о нижнепалеозойских отложениях Восточного Забайкалья. — ДАН СССР, т. 131, № 3, 1960.
32. Козеренко В. Н., Мисник Ю. Ф. О верхнемезозойских континентальных комплексах Центрального и Восточного Забайкалья — Сб. трудов ВЗПИ, сер. геол. и геофиз., вып. 38, М., «Недра», 1969.
33. Козеренко В. Н., Старченко В. В. Металлогене Центрального и Восточного Забайкалья. — Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанского рудного пояса, вып. II, Владивосток, 1960.
34. Коэлов В. Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972.
35. Константинов Р. М., Томсон И. Н. О типах рудных районов в Восточном Забайкалье. — В сб.: Вопросы генезиса и закономерностей размещения эндогенных месторождений. М., «Недра», 1966.
36. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — «Изв. АН СССР», № 2, 1952.
37. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
38. Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
39. Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. — «Труды Всесоюз. петрогр. совещ.», т. 1, М., «Наука», 1972.
40. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967.
41. Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. — «Сов. геол.», 1959, № 11.
42. Кормилицын В. С. О рудных поясах Восточного Забайкалья. — Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
43. Кормилицын В. С. (и др.), Основные особенности металлогении Забайкалья. — Материалы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанского рудного пояса, вып. II. Владивосток, 1960.
44. Котляр Г. В., Попеко Л. И. О среднепалеозойском возрасте отложений района с. Верх. Куэнга. — «Зап. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР», вып. XXI. Труды геол. секции», № 2, Чита, 1963.
45. Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии. — Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1958.
46. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрапеллурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. — В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969.

47. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 10.
48. Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972.
49. Лазько Е. М. О некоторых особенностях строения и геологической истории восточной части Яблоново-Станового антиклинария. — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол.», вып. 5, М. Изд-во АН СССР, 1961.
50. Лейфман Е. М. Роль Монголо-Охотского глубинного разлома в геологическом развитии Восточного Забайкалья (на примере Сретенского и Могочинского районов). — «Геол. и геофиз.», 1964, № 6.
51. Лейфман Е. М. Геология и металлогенез области сочленения Монголо-Охотского пояса и Становой зоны. — Автореф. канд. дис., Львов, 1967.
52. Лесняк Р. В. Закономерности юрского интрузивного магматизма Шилка-Аргунского междуречья. — Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1966.
53. Литвинов В. Л. Основные черты геологии и петрологии юрских интрузий района среднего течения р. Газимур (Восточное Забайкалье). — Автореф. канд. дис., Львов, 1966.
54. Литвинов В. Л. Новые данные по взаимоотношениям и возрасту мезозойских интрузий Шилка-Аргунского междуречья. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1 (3), Чита, 1966.
55. Локерман А. А. К стратиграфии нижнего палеозоя Восточного Забайкалья. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской обл., вып. 1, М., Госгеолтехиздат, 1963.
56. Лучицкий И. В. Основные черты вулканализма Восточного Забайкалья. — В сб.: Петрофикация СССР, сер. 1, Региональная петрофикация, вып. 12. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1950.
57. Лучицкий И. В. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон. — В кн.: Очерки по геологии Сибири, вып. 17. М., Изд-во АН СССР, 1954.
58. Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., 1967.
59. Мастюлин Л. А. О роли некоторых нарушений северо-западного простирания в геологическом развитии Забайкалья. — «Вестник науч. информ. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР», № 5, Чита, 1966.
60. Менакер Г. И., Огородников В. Д. О роли глубинных разломов в мезозойской истории Восточного Забайкалья. — «Изв. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР», т. III, вып. 2, Чита, 1967.
61. Милькевич Р. И., Неелов А. Н., Седова И. С. Метаморфические комплексы западной части Боршовочного хребта. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4), Чита, 1967.
62. Мисник Ю. Ф. Пермские отложения в Пришилкинском районе (Восточное Забайкалье). — «Изв. вузов. Геология и разведка», № 1, 1962.
63. Мисник Ю. Ф. Глубинные поперечные валы и размещение золотой минерализации в Шилкинском рудном районе. — Тезисы V конф. Читинского геол. упр. Чита, 1966.
64. Мисник Ю. Ф. К вопросу о возрастном соотношении сретенских и боршовочных гранитов. — Материалы науч. конф. выпускников геол. ф-та Львовского ун-та, Изд-во Львовского ун-та, 1966.
65. Мисник Ю. Ф. Роль структурных барьеров в металлогении складчатых зон (на примере Пришилкинской подвижной зоны). — «Геол. сб. Львовского геол. об-ва», № 11, 1967.
66. Мисник Ю. Ф. О Шилка-Аргунском поперечном пороге. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 5.
67. Мисник Ю. Ф., Огородников В. Д. О деталях внутреннего строения Монголо-Охотского глубинного разлома (на примере Шилкинского звена). — «Изв. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР», т. V, вып. 6, 1969.
68. Мисник Ю. Ф., Окуниева Т. М., Кянсеп-Ромашкина Н. П. К характеристике разреза морской юры близ с. Шилкинский Завод (Восточное Забайкалье). — «Вестник Львовского ун-та, сер. геол.», вып. 4, 1966.

69. Мисник Ю. Ф., Орлова-Турчина Г. А., Седова М. А. Материалы к обоснованию возраста чачинской свиты (Восточное Забайкалье). — «Палеонтологический сб.», № 3, вып. II. Изд-во Львовского ун-та, 1966.
70. Мисник Ю. Ф., Портнягин Э. А. Пермские и юрские приразломные прогибы Монголо-Охотского глубинного разлома. — «Вестник Львовского ун-та, сер. геол.», № 1, 1962.
71. Мисник Ю. Ф., Фишкун М. Ю. Новые данные по геологии и петрографии Сретенского гранитоидного массива. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 4.
72. Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Строение западной окраины Пологинского гранито-гнейсового купола. (О юрской гранитизация в Пришилкинской подвижной зоне, Восточное Забайкалье). — «Геол. сб. Львовского геол. об-ва», № 13, 1970.
73. Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья. — В сб.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Труды Ун-та дружбы народов, М., 1968.
74. Мушников А. Ф., Олексив Б. И., Анашкина К. К. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. II, М., «Недра», 1966.
75. Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. 3, 1958.
76. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
77. Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1969.
78. Огородников В. Д. К вопросу о Нерзаводско-Сретенском глубинном разломе. — «Вестник науч. информ. Забайкальского отд. Геогр. об-ва СССР», № 5, Чита, 1966.
79. Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962.
80. Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья. — Бюлл. ВСЕГЕИ, вып. 1, 1958.
81. Падалка Г. Л. Некоторые вопросы тектоники, магматизма и металлогении Забайкалья. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 41, 1960.
82. Падалка Г. Л. Основные черты металлогении Восточного Забайкалья. — ГРМ, № 6, 1964.
83. Портнягин Э. А. Витимо-Бонинская поперечная глубинная система. — «Сов. геол.», 1966, № 7.
84. Портнягин Э. А., Москаленко З. Д. Роль глубинных разломов в мезозойской структуре Верхнего Приамурья. — «Геол. сб. Львовского геол. об-ва», № 9, 1965.
85. Рутштейн И. Г. Нижнеингодинская зона динамометаморфизма. — Тезисы докл. V конф. Читинского геол. упр. Чита, 1966.
86. Рутштейн И. Г. Пример магматогенной складчатости в верхнем ярусе юрской структуры Восточного Забайкалья. — «Зап. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР. Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4), Чита, 1967.
87. Рутштейн И. Г. Строение раннемезозойских прогибов и структурные условия формирования триасовых и юрских интрузий в центральной части Восточного Забайкалья. — Автореф. канд. дис., М., 1970.
88. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1, М., «Недра», 1964.
89. Синицын С. М. Мезозойские окаймленные гнейсовые купола в Юго-Восточном Забайкалье. — ДАН СССР, т. 160, № 4, 1965.
90. Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1944.
91. Соломин Ю. С. Мезозойские магматические формации Амуджикано-Ключевского района в Восточном Забайкалье и связанное с ними оруденение. — Автореф. канд. дис., Львов, 1972.
92. Старченко В. В. Краткий очерк геологического строения Центрального Забайкалья. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 1, М., Госгеолтехиздат, 1963.

93. Старченко В. В. Геология средне-верхнеюрских вулкано-плутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогенеза. — Автореф. канд. дис., Львов, 1968.
94. Старченко В. В. (и др.). Особенности металлогенеза северо-восточного фланга золото-мolibденового пояса. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4), Чита, 1967.
95. Стецюк М. И. Особенности распространения метаморфических фаций в отложениях позднего протерозоя—кембрия Восточного Забайкалья. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 6, ч. 1, Чита, 1969.
96. Судовиков Н. Г. (и др.). Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., «Наука», 1965.
97. Судовиков Н. Т., Неколов А. Н. О возрасте станового комплекса. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12.
98. Таусон Л. В., Козлов В. Д., Бранд С. Б. Абсолютный возраст гранитоидов Верхнеундинского батолита. — «Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4), Чита, 1967.
99. Тихомиров И. Н. Интрузии каменноугольного возраста в бассейне среднего течения р. Газимур (Восточное Забайкалье). — Материалы по петрол. гранитоидов Забайкалья. М., Госгеолтехиздат, 1962.
100. Тихомиров И. Н. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964.
101. Томсон И. Н. Структура рудных районов в областях мезозойской активизации Востока СССР. — Автореф. д-р. дис., М., 1972.
102. Томсон И. Н. (и др.). О возрасте мезозойских эфузивов Восточного Забайкалья в свете данных абсолютной геохронологии. — В сб.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., «Наука», 1969.
103. Фаворская М. А. (и др.). Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.
104. Фогельман Н. А. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области. — «Геол. сб. Львовского геол. об-ва», № 9, Львов, 1965.
105. Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. — Труды ЦНИГРИ, вып. 84, 1968.
106. Фогельман Н. А. Особенности строения и развития сводовых поднятий как основа для тектонического и металлогенического районирования. — В кн.: Тектоника Сибири, т. V. М., «Наука», 1972.
107. Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтехиздат, 1954.
108. Хайн В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. — «Геол. рудн. местор.», 1962, № 4.
109. Чакис И. Д. Петрология гранитоидов Пришилкинской зоны (Восточное Забайкалье). — Автореф. канд. дис., 1965.
110. Шашкин К. С. К характеристике движений по разломам Монголо-Охотской системы. — Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., «Наука», 1964.
111. Шейнман Ю. М. Геологический очерк района нижнего течения рек Онона и Ингоды и верховьев Шилки (Восточное Забайкалье). — Труды ВСГРТ, вып. 7, 1935.
112. Шен菲尔д В. Ю., Чакис И. Д. К вопросу о Монголо-Охотском глубинном разломе. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 2, М., «Недра», 1966.
113. Шульдинер В. И. Схема развития магматизма в Верхне-Олекминском районе. Материалы совещ. по расчлен. гранитоидов Забайкалья, Улан-Удэ, 1960.
114. Щеглов А. Д. О геологических особенностях размещения рудных месторождений Западного Забайкалья. — «Геол. рудн. месторождений», 1959, № 4.
115. Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья. — В кн.: Рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Изд-во АН СССР, 1965.
116. Щеглов А. Д. Металлогенез областей автономной активизации. М., «Недра», 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ПРИШИЛКИНСКОЙ ЗОНЫ	7
2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРУКТУРНОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ПРИШИЛКИНСКОЙ ЗОНЫ	12
3. СТРАТИГРАФИЯ	22
Нижний протерозой	23
Верхний протерозой—нижний палеозой	28
Верхний палеозой	33
Верхний триас	35
Нижняя юра	38
Средняя—верхняя юра	44
Верхняя юра—нижний мел	47
Нижний мел	51
4. МАГМАТИЗМ	53
Протерозойский магматизм	56
Раннепротерозойский магматизм	56
Позднепротерозойский магматизм	66
Палеозойский магматизм	70
Средне-позднепалеозойский магматизм	70
Мезозойский магматизм	72
Раннемезозойский магматизм	76
Позднемезозойский магматизм	78
5. ТЕКТОНИКА	130
Раннепротерозойский структурный комплекс	131
Позднепротерозойский—раннепалеозойский структурный комплекс	134
Раннемезозойский структурный комплекс	140
Позднемезозойский структурный комплекс	146
ЛИТЕРАТУРА	154

CONTENTS

INTRODUCTION	5
1. ON THE GEOLOGICAL STUDYING OF PRESHILKINSKAYA ZONE	7
2. TECTONIC POSITION AND STRUCTURAL SUBDIVISION OF PRESHILKINSKAYA ZONE	12
3. STRATIGRAPHY	22
Lower Proterozoic	23
Upper Proterozoic to lower Palaeozoic	28
Upper Palaeozoic	33
Upper Triassic	35
Lower Jurassic	38
Middle to upper Jurassic	44
Upper Jurassic to lower Cretaceous	47
Lower Cretaceous	51
4. MAGMATISM	53
Proterozoic magmatism	56
Early Proterozoic magmatism	56
Late Proterozoic magmatism	66
Palaeozoic magmatism	70
Middle to late Palaeozoic magmatism	70
Mesozoic magmatism	72
Early Mesozoic magmatism	76
Late Mesozoic magmatism	78
5. TECTONICS	130
Early Proterozoic structural complex	131
Late Proterozoic to early Palaeozoic structural complex	134
Early Mesozoic structural complex	140
Late Mesozoic structural complex	147
BIBLIOGRAPHY	154

Мисник Юрий Феодосеевич, Шевчук Виктор Васильевич

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ. Том 3

Пришилкинская зона Монголо-Охотского глубинного разлома

Под редакцией Дмитрия Петровича Резвого

Издательское объединение «Вища школа»

Издательство при Львовском государственном университете

Редактор А. М. Федяева. Художественный редактор Э. А. Каменщик. Технический редактор И. С. Куючко. Корректор Е. В. Кур.

Сдано в набор 2. VI 1974 г. Подписано к печати 28. I 1975 г. Формат бумаги 70×90^{1/16}. Бумага типогр. № 1. Физ. печ. л. 10. Условн. печ. л. 11,7. Уч.-изд. л. 11,6. Тираж 1000. БГ 10304. Цена 1 руб. 32 коп. Зак. 1822.

Издательство издательского объединения «Вища школа» при Львовском государственном университете. Львов. Университетская, 1.

Областная книжная типография Львовского областного управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Львов, Стефанника, 11.

3655

1 руб. 32 коп.

