H. H. XEPACKOB

ФОРМАЦИИ
И НАЧАЛЬНЫЕ
СТАДИИ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО
РАЗВИТИЯ
ЗАПАДНОГО САЯНА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

H. H. XEPACKOB

ФОРМАЦИИ И НАЧАЛЬНЫЕ СТАДИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА

Труды, вып. 329



Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

N.N. Kheraskov

FORMATIONS AND INITIAL STAGES OF GEOSYNCLINAL DEVELOPMENT OF WESTERN SAYAN

Transactions, vol. 329

Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. X е р а ск о в Н.Н. М.: Наука, 1979. (Труды ГИН АН СССР, вып. 329).

В работе детально рассмотрена сформировавшаяся на меланократовом габбро-амфиболитовом фундаменте спилито-фтанито-сланцевая формация венда—нижнего кембрия, латерально замещающая ее спилито-кератофировая формация и перекрывающая их формация зеленых туфов нижнего—среднего кембрия. Менее подробно описаны более молодые формации верхнего кембрия—карбона. Проведено сопоставление петрохимических составов эффузивов венда нижнего кембрия в латеральном ряду формаций и сравнение их с эффузивами, обнажающимися в основании современных островных дуг и в срединно-океанических хребтах. На основе формационного анализа восстановлена история геосинклинального развития востока Алтае-Саянской области.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся региональной тектоникой. Табл. 10; ил. 17; библ. 270 назв.

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор А.А. Моссиковский

Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief), V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

A.A. Mossakovsky

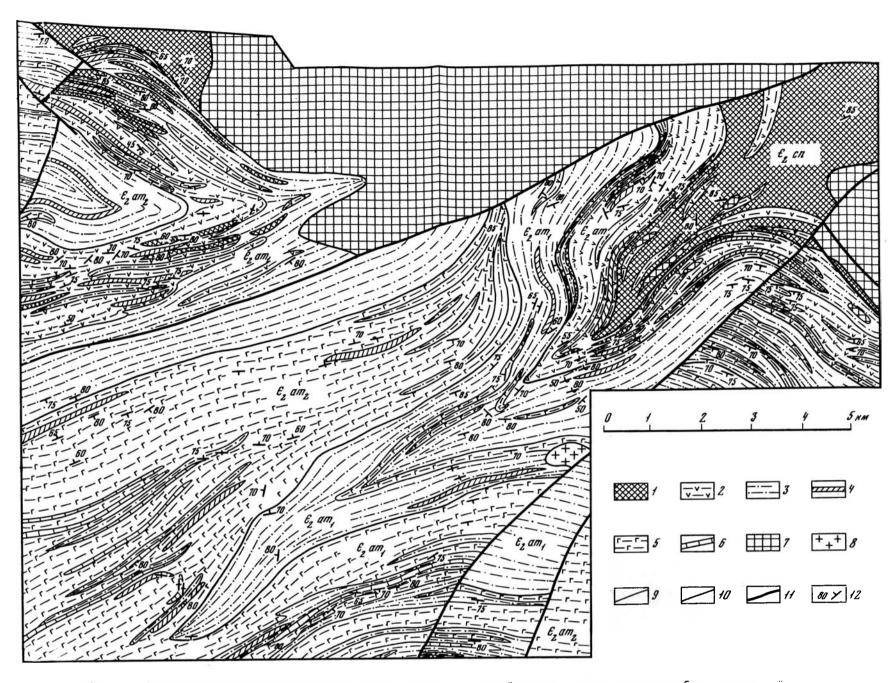
За последнее десятилетие представления о развитии геосинклиналей претерпели существенные изменения. Для Западного Саяна главными являются выводы о том, что эвгеосинклинальные системы закладываются на тонкой земной коре океанического типа. Такое направление в геотектонике развивается главным образом большой группой геологов под руководством академика А.В.Пейве и др. [1971; Пейве, 1969]. Эти представления хорошо согласуются с положениями об отсутствии под эвгеосинклинальными толицами Западного Саяна докембрийского фундамента, много лет развиваемыми автором настоящей монографии.

В истории развития Западного Саяна четко выделяются основные стадии развития геосинклинального процесса, которые А.В. Пейве назвал океанической, переходной и континентальной. В работе основное внимание уделено начальным стадиям развития Западного Саяна — венд-кембрийским формациям, отвечающим океанической стадии и началу переходной стадии развития региона. По этим формациям имеется новый фактический материал, в том числе и материал, полученный автором. Поздние этапы разобраны в монографии кратко, лишь в объеме, наобходимом для целостного понимания истории геосинклинального развития Западного Саяна.

В основу настоящей работы легии материалы среднемасштабных геологических съемок всей площади Западного Саяна, материалы крупномасштабных геологических съемок, данные тематических исследований по вопросам стратиграфии, проводимых в основном группой геологов СНИИГГИМСа под руководством А.П. Щеглова, и собственные многолетние (1956—1974 гг.) работы автора в составе экспедиций объединения "Аэрогеология" [Анисимова и др., 1967]. Свои исследования автор проводил в тесном содружестве с геологами Красноярского геологического управления — А.И. Аноприенко, П.С. Антоновым, М.Г. Барановым, О.А. Безруковым, Е.С. Единцевым, Р.А. Еферовым, Ю.М. Коллегановым, Ю.И. Красько, А.Р. Левертовым, З.П. Любалинской, А.Б. Саковичем, Я.В. Сарбой, Г.Г. Семеновым, В.И. Смолевым, Р.В. Шемпель и другими, которым он приносит свою глубокую благодарность.

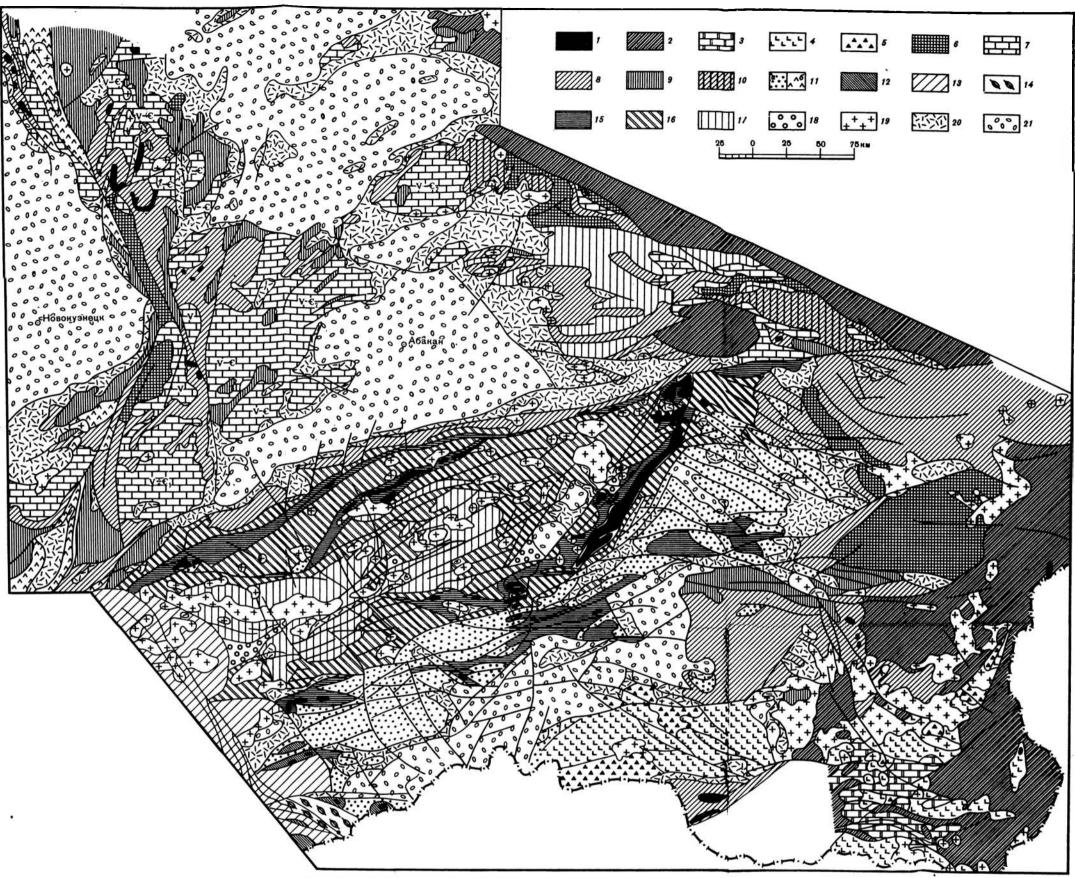
Большую помощь в работе автор получил от А.П. Щеглова, В.М. Исакова и В.П. Коробейникова, проводивших многолетние исследования в Западном Саяне и Туве. Автора с ними связывает многолетнее творческое содружество, основанное на постоянном обмене материалами и взаимопомощи, несмотря на коренные расхождения по ряду вопросов геологии Западного Саяна.

Работа проводилась под руководством доктора геолого-минералогических наук A.A. Моссаковского; кроме того, автор пользовался консультациями Л.П. Зоненшайна и A.C. Перфильева. Автор выражает им свою искреннюю благо-дарность.



Фиг. 2. Характер взаимоотношения метаморфических сланцев амыльской свиты нижнего-среднего кембрия и чингинской свиты венда-нижнего кембрия в верховьях р. Амыл

 1 - серые, черные, зелено-серые глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, филлиты, алевролиты, фтаниты; 2 — зеленые и зелено-серые эпидот-альбит-актинолитовые сланцы и порфиритоиды; 3 — зелено-серые серицит-хлорит-альбиткарбонатно-кварцевые сланцы; 4 - светпо-серые и желтоватые спюдистые кварциты; 5 - ядовито-зеленые актинолитальбит-элидотовые сланцы; 6 - мраморизованные известняки и мраморы; 7 - гипербазиты; 8 - граниты; 9 - литологические границы; 10 — стратиграфические границы; 11 — разломы; 12 — элементы залегания. Свиты показаны индексами: $\epsilon_{2^{31}m_2}$ — верхнеамыльская подсвита; $\epsilon_{1^{31}m_1}$ — нижнеамыльская подсвита; $\epsilon_{1^{31}m_2}$ — чингинская свита



Фиг. 16. Тектоническая схема востока Алтае-Саянской области

1 - меланократовый фундамент структур океанического типа (гипербазиты и габброиды). 2-5 - складчатые сооружения с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся к венду: 2 - нерасчлененный комплекс формаций, сформировавшихся на коре океанического и переходного типа (довендский); 3-5 - комплексы формаций, сформировавшихся на рифейском гранитно-метаморфическом слое: 3 - рифогенно-карбонатная формация (венд), 4 - непрерывная липарито-базальтовая формация (венд-нижний кембрий), 5 - рифогенно-известняковая, туфоандезитовая, туфотерригенная формации (нижний-средний ксмбрий). 6-11 - складчатые сооружения с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся в верхнем кембрии-ордовике: 6 - нерасчлененный комплекс формаций, сформировавшихся на коре океанивеского и переходного типа (довендский), 7 - кремнисто-карбонатная формация океанического чехла (верхний рифей-венд-кембрий; индексами указаны возрастные интервалы формации в разных зонах), 8 - спилито-кератофировая, спилито-диабазовая и вулканогенно-осадочные формации, сформировавшиеся на субокеанической земной коре (венд-нижний кембрий), 9 - андезитовая, андезито-терригенная, рифокарбонатная и другие формации, сформировавшиеся на коре переходного типа (нижний-средний кембрий), 10 - два предыдущих комплекса нерасчлененные, 11 - комплекс нижних моласс (ордовик и силур): а - с незначительным развитием эффуянвов, θ — со значительным развитием эффузивов. 12-14 — складчатые сооружения с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся в ордовике: 12 - спилито-фтанито-сланцевая формация, сформировавшаяся на коре океанического типа (венд-нижний кембрий), 13 - формация зеленых туфов и зеленоцветная флишоидная формация, сформировавшиеся на коре переходного типа (кембрий-тремадок), 14 - черносланцевая формация моногеосинклинали (девон). 15-18 - складчатые сооружения с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся в силуре: 15 - спилито-фтанито-сланцевая формация, сформировавшаяся на коре океанического типа (венд-нижний кембрий), 16-18 - комплекс формаций, сформировавшихся на коре переходного тпа: 16 - формация зеленых туфов (нижний-средний кембрий) и зеленоцветная флишоидная формация (верхний кембрий-тремадок), 17 - пестроцветная флишоидная (ордовик) и карбонатно-флишоидная (силур) формации, 18 нижняя моласса местами с эффузивами (верхний силур). 19-29 - вулканогенно-плутонический комплекс, знаменующий становление девонской континентальной коры: 19 - гранитоидные формации (силур-девон), 20 - липаритовая, андезитовая, трахилипаритовая, трахиандезитовая и другие формации; 21 - верхняя моласса и другие формации среднего-верхнего палеозоя, сформировавшиеся на коре континентального типа

| | ЮЖНЫЙ СКЛОН ХРЕБТА ХАНСЫН (ПО В.Н. МИШЛОВУ) | ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. АБАКАН, РУЧЕЙ ШИРОКИЙ ЛОГ (ПО Р.А. ЕФЕРОВУ) | | | | - 2 | |
|--|--|--|---|--|--|--|--|
| | Б 18 | В | ПРАВЫЙ БЕРЕГ Р. АБАКАН. РАЙОН УТЕСА БЫК И УТЕСА Р. БОЛЬШОЙ АРБАТ (ПО В.В. ВЕЛИНСКОМУ [1968] 11 Н.Н. ХЕРАСКОВУ) | | ВОЛОРАЗДЕЛ РУЧЬЕВ ЗАБРАТОВ И ПОПОВ, ПРИТОКОВ Р. ТАБАТ (ПО В.С.УВАРОВУ) | БАССЕЙН РЕК КАТАМОР, СИБИНКА, КАЛЫ (ПО Н.Н. ХЕРАСКОВУ) | |
| PYRER KASJIM, Illusian Imprior PASAKAL B 30 KM HIGHE WITCH ST. RINAVICAC H H.T. RYPADITEDOR) A 1 | 10 у у у у у у у у у у у у у у у у у у у | ТО В В В В В В В В В В В В В В В В В В В | 15 Second Column Second | MEXIDYPULS AS AMAI — NORHEITED (III O. AM. ARICHMETSICO) 3 Sentente frequency developed recommends in distributions of the control of the co | Зацияно стране среднега мариленской систы 1 8 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | (ITO H.H. XPACKOBY) X ITO A CONTROL OF THE CONTRO | Pandom Pandom |
| | | | фил. 11. Схема сопоставления ратовой формаций) | зов монокской серии (спилито-кератофировой и рифо-туфо-конгломе- | | | 1 1 |

| ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ Р. МАЛЫЙ АБАКАН И ДАЛЕЕ ПО ПРАВОМУ БЕРЕГУ Р. МАЛЫЙ КИЗАС (ПО В.Н. ШИШЛОВУ) А Зеленые туфопесчаюнки чеханской свиты | ВОДОРАЗДЕЛ КАРАСИБО – ЧЕХАН (ПО Р.А. ЕФЕРОВУ И Ю.И. КРАСЪКО) Б Зеленые туфопесчанию чеханской свиты | | | | | СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ И ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ Р. ЕНИСЕЙ В РАЙОНЕ КУРТУМИБИНСКОГО ХРЕБТА (РЕКИ УРБУН, МОМ-МУМ, КЛЮЧ АККОЛ) (ПО А.Г. СИВОВУ [1953], И.П. ПАГЕЮ [1960], Г.М. ВЛАДИМИРСКОМУ М | | ВЕРХОВЬЯ Р. ТИХОЙ И ДАЛЕЕ НА ЮГ ЛО ВОДОРАЗДЕЛУ РЕК ТИХОЙ И ЧЕЖИ. ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА Р АЙОНА ГОРЫ ПОБЕДА; СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ (ЛО Н.Н. ХЕРАСКОВУ) [КУДРЯВЦЕВ, ХЕРАСКОВ, 1966; ХЕРАСКОВ, 1970] |
|--|---|---|----|---|--|--|--|---|
| 23 100 Transcription framework common and proportion of the common and proportion of the common and proportion for the commo | 1500 Запимания и тимпосторые в висстопо- гламестан, кременсто-полимента самацы 150 С | CHAINS TYPEBOR F, CHOOL CARE, Ask CARP MELL STATEMENT AND | 17 | COPA KOREM, SPESET CTANTACCHIT GROPYCCLAS SOLAS (DO DAL HEADON) | AKTORPACCION TOPCT, LOPA YTYTALS (ID) IA HISCHTWIST (1971) B.S. AAROODY, E.B. SARKOON (1996) 19 19 400- HISCHTWIST (1971) B.S. AAROODY, E.B. SARKOON (1996) 10 11 12 400- HISCHTWIST (1971) B.S. AAROODY, Topc and the control of the contr | Passons Passons 13 255 Framerico-approximate caustral a denormal c sportner-approximate caustral a denormal caustral cau | CROBBER FADES TO BEFXOREST PER OPEN H KORPI (ID R. LATEAN) Total copper, separa, oppositional (mainter) promotion, printer episemental commun. (mainter) promotion. (mainter) pr | TOPO TOPO TOPO TOPO TOPO TOPO TOPO TOPO |

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ЗАПАДНОГО САЯНА

До Октябрьской революции о геологии Западного Саяна существовали лишь отрывочные сведения, полученные геологами при маршрутных исследованиях в районах, открытых рудознатцами месторождений, главным образом золота. Таковы исследования, проведенные М.К. Коровиным [1915], Я.С. Эдельштейном [1912] и др.

Общее представление о строении Западного Саяна получено только в результате мелкомасштабной геологической съемки, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых в 20-х и 30-х годах геологами Сибирского отделения Геологического комитета и Западно-Сибирского треста: И.К. Баженовым [1923, 1924а,б,в,г, 1925а,б, 1926, 1930а,б,в, 1933], М.С. Баклаковым [1933], Н.А. Батовым [1931], А.Я. Булынниковым [1934], А.Н. Вологдиным [1934], П.Н. Измайловым [1934], Ю.А. Красновым и А.К. Гаевым [1936], А.М. Кузьминым [1929], В.А. Кузнецовым [1934], Ю.А. Кузнецовым [1929, 1948], И.А. Молчановым [1932], М.Е. Некипеловым [1934], А.Г. Сивовым и Г.В. Пинусом [1934], О.К. Полетаевой [1936], В.С. Соболевым [1934], В.Д. Томашпольской [1934], М.А. Усовым [1935], Я.С. Эдельштейном [1912], а также В.Т. Бачалдиным, Г.Г. Келлем, М.А. Усовым, В.А. Обручевым, И.Е. Шатровым, Ю.А. Спейтом и др.

Данные этих исследований были обобщены в книге И.К. Баженова [1934], который впервые охарактеризовал геологическое строение Западного Саяна, составил первую сводную геологическую карту, описал основные стратиграфические единицы, выделяемые и ныне, хотя взаимоотношения и возраст их были определены недостаточно четко. Он выделял кембрийские отложения. обнаженные по северному и южному склонам Западного Саяна. По северному склону они были разделены на нижнюю эффузивную толицу, среднюю терригенную, охарактеризованную фауной археоциат, и верхнюю эффузивно-осадочную. Большая, центральная часть Запалного Саяна, по мнению И.К. Баженова, сложена терригенными толицами ордовика, нижняя часть которых метаморфизована до зеленых сланцев. На небольших площадях выделялись фаунистически охарактеризованные терригенно-карбонатные силурийские отложения и девонские вулканогенные тольци. Были разделены по составу интрузивные породы и приведены некоторые данные об их возрасте. Были выделены также джойские граниты девонского возраста, большепорожские гранодиориты неясного возраста, майнский гранодиорит кембрийского возраста и предсилурийские ультраосновные интрузии. По И.К. Баженову, Западный Саян представляет собой крупный син-

Опираясь, в частности, на эту работу и на собственные исследования, М.А. Усов [1936, 1939] создал единую схему развития Алтае-Саянской области, выделив ряд формаций, разделенных угловыми несогласиями и перерывами, отражающими тектонические движения на границах формаций, происходившие одновременно во всей Алтае-Саянской складчатой области.

На представлениях М.А. Усова основывал свои исследования А.Г. Сивов [1940а,6, 1944, 1948, 1950, 1953; Сивов, Люберцов, 1941], внесший огромный вклад в изучение геологии Западного Саяна в 40-х — начале 50-х

годов. Он разработал новую стратиграфическую схему нижнепалеозойских толш Запапного Саяна, сохранившую свое значение до настоящего времени.

А.Г. Сивов [1944] отнес метаморфические сланцы низов ордовика, по И.К. Баженову, к докембрийским образованиям (джебашская формация). Кембрийские толци были расчленены им [Сивов, 1948, 1953, 1955] (снизу вверк) на аккольскую формацию, сложенную орто— и парасланцами, кварцитами и известняками; чингинскую формацию (аналог третьей толщи И.К. Баженова), представленную сланцами, основными эффузивами, микрокварцитами и известняками с остатками фауны археоциат и трилобитов нижнего кембрия; бабаковскую формацию (часть третьей толщи И.К. Баженова) известняков с остатками фауны археоциат и трилобитов. К среднему кембрию А.Г. Сивов [1948] отнес нижнемонокскую эффузивную формацию (аналог нижней толщи кембрия И.К. Баженова) и верхнемонокскую формацию (аналог части средней толщи кембрия И.К. Баженова), сложенную конгломератами и археоциатовыми известняками. К верхнему кембрию А.Г. Сивов [1950] отнес терригенную арбатскую формацию.

Хуже была разработана стратиграфия мощных терригенных толц, слагающих центральные части Западного Саяна. К ордовику он отнес [Сивов, 1944, 1956а] верхние неметаморфизованные части ордовика И.К. Баженова, причем выдельнась нижняя кемтерекская зеленоцветная формация и вышележащая пестроцветная шитнетская формация. Силурийские и девонские отложения А.Г. Сивов подробно не рассматривал.

Интрузивные образования нижнего палеозоя А.Г. Сивов [19406, 1948] разделил на метадиоритовую интрузию (верхи нижнего кембрия), гипербазитовую интрузию (верхи нижнего кембрия) и Майнскую трондьемитовую интрузию (среднекембрийская, предверхнемонокская).

По его представлениям, значительная, северная часть Западного Саяна является антиклинорием, ядро которого сложено докембрийскими метаморфическими образованиями, а крылья – кембрием. Южнее располагается крупный синклинорий, выполненный ордовиком, и на юге находится узкий антиклинорий, сложенный кембрием.

Следует отметить, что стратиграфическая схема А.Г. Сивова в основных чертах осталась правильной до настоящего времени. Ее основными ошибками можно считать следующие. Во-первых, отнесение бабаковских известняков к нижнему кембрию, хотн уже в то время имелись данные об их среднекембрийском возрасте [Полетаева, Шатров, 1936; Полетаева, [1936], и соответственно отнесение нижне— и верхнемонокской формации к среднему кембрию. Во-вторых, на наш взгуля, недостаточно обоснованное выделение докембрийских метаморфических толщ, которые для большей части Западного Саяна помещаются выше чингинской свиты, в основании мощного терригенного комплекса кембро-ордовика (для отнесения метаморфических сланцев Джебашской зоны к кембрию имеется ряд убедительных данных).

Одновременно с А. Г. Сивовым в разных районах Западного Саяна работали А.С. Митропольский [1936, 1937а,6], придерживавшийся в основном страти-графических представлений И.К. Баженова, И.В. Дербиков [1938], изучавший девонские гранитоиды, Г.В. Пинус [1950, 1953а,6, 1957], совместно с В.А. Кузнецовым и И.М. Волоховым занимавшийся комплексом гипербазитов, а также кембрийскими интрузивными и вулканогенными образованиями. Эти работы завершены сводкой по гипербазитам [Пинус и др., 1958], после которой новый материал никем не обобщался.

На юге Западного Саяна и в Туве основы стратиграфии кембрия были разработаны Н.С. Зайцевым и Н.В. Покровской [1950; Зайцев, 1960], которые в районах, прилегающих к Западному Саяну, расчленили нижнекембрийские образования междуречья Эжим – Баян-Кол, показав их резкое различие по разные стороны Саяно-Тувинского разлома. Ими впервые были обнаружены среднекембрийские трилобиты в районе р. Чазрык на северном склоне Западного Саяна [Зайцев, Покровская, 1950].

В 1949-1953 гг. на Западном Саяне среднемасштабные геопогические съемки проводят О.М. Глазунов, В.А. Евстрахин, И.Н. Казаков, С.А. Салун, Г.Г. Семенов, А.Д. Смирнов, А.Д. Шелковников, А.П. Щеглов и др. (управление "Енисейстрой"). Интересны взгляды С.А. Салуна [1956], который вслед за И.К. Баженовым указывает на отсутствие докембрия в Западном Саяне, на его синклинорное строение, и В.А. Евстрахина, считавшего, что во внутренних частях развиты только докембрийские, нижнекембрийские и ордовикско-силурийские толици, а на средний и верхний кембрий приходится крупный перерыв.

А.П. Щеттов [1960а,6, 1961], детально изучивший совместно с С.А. Салуном кембрийские отложения северного склона Западного Саяна, предложил новую стратиграфическую схему, отличную от схемы А.Г. Сивова. А.П. Щетлов снизу вверх выделял джебашскую свиту докембрия, уйскую серию нижнего кембрия, разделенную на аккольскую, чингинскую и шушенскую свиты; нижнекембрийские изырленскую, нижнемонокскую, верхнемонокскую свиты и условно силурийскую герасимовскую свиту. А.П.Щетлов считал, что бабаковский известнях принадлежит нижнемонокской свите.

Обобщающие работы по интрузиям и тектонике Алтае-Саянской области появляются в основном в 50-х годах. Это труды В.А. Кузнецова [1950, 1953], который в 1954 г. составил тектоническую карту Алтае-Саянской области, выделив области салаирской (кембрийской) и каледонской (силурийской) складчатости. К последним он отнес Западный Саян и Горный Алтай. Большое значение В.А. Кузнецов придавал разломам, разграничивающим ретиональные структуры и трассированным гипербазитами. Его основные представления признаются в настоящее время всеми геологами.

В 50-е годы развертывается дискуссия менду Г.А. Кудрявцевым [1949а, 1952] и В.А. Кузнецовым [1950] о характере границы менду Западным Саяном и Тувой. В.А. Кузнецов считал, что граница в кембрии проходила по Саяно-Тувинскому глубинному разлому, к северу от которого отлагались глубо-ководные осадки чингинской свиты, а к югу формировались мелководные вулканогенные известняковые толици. По мнению Г.А. Кудрявцева, эта граница в кембрии не имела столь существенного значения.

В это же время проводилась среднемасштабная геологическая съемка всей площади Западного Саяна. Восточную часть Западного Саяна снимали в основном геологи ВАГТа: А.Ф. Адамович и др. [1958], Л.П. Зоненшайн [1959, 1961а,6,в, 1962а,6], автор [Херасков, 1958], Я.Г. Кац и др. [1958], Н.С. Зайцев, А.А. Моссаковский [1961, 1965], Н.Д. Анисимова, Т.С. Гостева, М.В. Дуранте, Б.Н. Красильников, О.А. Семенова, Е.В. Станкевич и др.

В западной части Западного Саяна геологическую съемку проводили геологи Красноярского геологического управления П.С. Антонов [1963], Г.Г. Семенов [1961], Г.П. Александров, И.К. Кокодзеев, З.П. Любалинская и др.

Одновременно велся большой объем тематических исследований по стратиграфии древних толщ и изучению магматических комплексов. Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский [1959, 1961] на южном склоне Западного Саяна разделили метаморфические сланцы, относимые А.Г. Сивовым к докембрию, на сотхольскую и ишкинскую свиты и показали, что эти толщи залегают выше нижнекембрийской чингинской свиты, в основании терригенного комплекса, выполняющего синклинорий Западного Саяна. На востоке, в районе рек Оя и Амыл, Л.П. Зоненшайн, Е.Н. Станкевич и автор разделили бывшую докембрийскую метаморфическую толщу на существенно вулканогенную амыльскую свиту и парасланцевые сюткольскую и ишкинскую, которые отнесли к среднему-верхнему кембрию. Таким образом, только метаморфические толщи Джебашской зоны продолжали относиться к докембрию.

В результате геологической съемки была уточнена стратиграфия терригенных толиц Западного Саяна (кемтерекской и шигнетской свит А.Г. Сивова), причем выявились две точки зрения. И.Н. Казаков [1956, 1958, 1961, 1965 и др.] утверждал, что в центральных частях Западного Саяна в среднем и верхнем кембрии был перерыв в осадконакоплении. С другой стороны, геологи-съемицики, руководимые Л.П. Зоненшайном [1961а,6; Адамович и др., 1958; Белостоцкий и др., 1959], а также Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский [1959, 1961], проводившие специальные исследования, считали разрез нижнего палеозоя в Западном Саяне непрерывным.

А.А. Моссаковский [Кац и др., 1958], И.Н. Казаков [1960], З.П. Любалинская пришли к важному выводу об одновозрастности чингинской свиты, с одной стороны, и нижне— и верхнемонокской свит— с другой, т.е. выявили две кембрийские структурно—фациальные зоны. К такому же выводу пришел В.В. Хоментовский [1960], выделивший по северному склону Западного Саяна ряд формаций: терригенно—эффузивную (джебашская свита), спилито—кератофировую (нижнемонокская свита), вулканогенно—сланцево—карбонатную (верхнемонокская свита) и порфирито—красноцветную (арбатская свита).

Магматическими комплексами Западного Саяна занимались Т.Н. Иванова [1958, 1959, 1961], Д.М. Орлов [1961], В.Н. Смышляев [1957, 1958а,6, 1963а,6, 1965]. Строение кембрия изучал также И.П. Палей [1960, 1961], девона Усинской впадины — Н.Н. Предтеченский, общие вопросы геологии и тектоники Западного Саяна — А.Н. Кен [1962, 1964] и др.

Итоги среднемасштабной геологической съемки были подведены в работах Л_•П_• Зоненшайна [1962а, 1963], который подробно рассмотрел стратиграфию, магматизм и тектонику Западного Саяна и прилегающих частей Тувы• Он выделил салаирскую Северо-Саянскую зону, где развиты спилито-кератофировая формация нижнего кембрия (нижнемонокская свита), граувакковая формация нижнего-среднего кембрия (верхнемонокская и чазрыкская свиты с бабаковским известняком), молассовая формация верхнего кембрия (арбатская свита)• На основании богатых сборов фауны Л_•Н_• Репиной [Журавлева и др•, 1959] и геологического картирования, проведенного А_•А_• Моссаковским и Н_•Н_• Херасковым [Кац и др•, 1958], бабаковские известняки были отнесены к среднему кембрию•

Остальную часть Западного Саяна Л.П. Зоненшайн отнес к каледонской зоне, где, кроме джебашской свиты докембрия, выделил зеленокаменно-сланцевую формацию, в которую включил чингинскую и амыльскую свиты нижнего и среднего кембрия, терригенную формацию среднего-верхнего кембрия и ордовика, карбонатно-терригенную формацию силура и пестроцветную молассовую — верхнего силура. Все эти формации были разделены на большое количество свит, которые практически полностью сохранили свое значение до настоящего времени и которые кратко будут рассмотрены в следующей главе.

Тектоника смежных частей Западного Саяна и Горного Алтая много лет изучалась А.Б. Дергуновым [1967]. Он, в частности, пришел к выводу о кембрийском возрасте метаморфических сланцев, аналогичных джебашским и сют-хольским.

Представления геологов ВАГТа о тектонике Алтае—Саянской складчатой области и о непрерывности осадконакопления в Западном Саяне в течение кембрия, ордовика и частично сипура нашли свое отражение в тектонической карте, составленной И.И. Белостоцким и др. [1959].

Другая точка зрения получила отражение на тектонической карте, составленной В.С. Мелещенко, Э.Н. Яновым, И.Н. Казаковым [1960]. На этой карте в Западном Саяне показаны структурные этажи, разделенные перерывами: докембрийский (основание), нижне-среднекембрийский (первичный геосинклинальный), ордовик-нижнесилурийский (флицоидной геосинклинали), верхнесилурийский и девон-каменноугольный. На верхний и частично средний кембрий приходится крупный перерыв.

После среднемасштабной геологической съемки геологи Красноярского геологического управления провели крупномасштабную съемку вначале по северному и южному склонам Западного Саяна, а затем и в его центральных частях. В результате геологической съемки по северному склону Западного Саяна, проведенной А.И. Аноприенко, П.С. Антоновым, М.Г. Барановым, С.А. Барановой, Л.И. Дубинкиным, Е.С. Единцевым, Р.А. Еферовым, Ю.И.Крась—

ко, Б.А. Кудрявцевым, А.Р. Левертовым, Б.М. Минаевым, В.В. Пановым, В.И. Смолевым, Г.Н. Спиридоновым, В.С. Уваровым, В.Н. Шишловым и др.. была значительно уточнена стратиграфия нижнего кембрия северного склона. Особенно интересные результаты получены В.Н. Шишловым, а также И.Н. Казаковым и К.і. Конюшковым [1967а, б], которые одновременно изучали стратиграфию кембрия в районе слияния Большого и Малого Абаканов. И.Н. Казаков и К.Н. Конюшков доказали постепенный латеральный переход между верхнемонокской свитой и верхней частью чингинской, причем они проследили горизонт археоциатовых известняков, переходящий из верхнемонокской свиты в чингинскую. Таким образом, был окончательно утвержден вывод Г.Г. Семенова [1961] и А.А. Моссаковского [Кац и др., 1958] об одновозрастности верхнемонокской и нижнемонокской свит с чингинской свитой. А.И. Аноприенко и В.С. Уваров закартировали латеральное замещение туфоконгломератов верхнемонокской свиты эффузивами, относимыми к нижнемонокской свите. Этим были подтверждены выводы А.А. Моссаковского и автора [Кан и др., 1958) о том, что к востоку от р. Табат развита единая эффузивная монокская серия.

Кроме того, М.Г. Баранов, А.Р. Левертов, К.Н. Конюшков и В.Н. Шишлов детально расчленили арбатскую свиту, которую пришлось перевести в ранг серии, разделенной на чеханскую свиту верхов нижнего кембрия и среднекембрийскую курчепскую. В обеих свитах собраны остатки фауны[Конюшков, 1959, 1966а, 5, 1967, 1969, 1970].

На восточном окончании Западного Саяна С.П. Бобров[1964], Ю.М. Коллеганов[1966, 1971а,6], С.С. Кумеев [1967], В.М. Немцович [1959], Г.Н. Спиридонов, Ф.Г. Саранцев и др. детально изучили и закартировали основные и ультраосновные интрузии. Они выделили комплекс субвулканических габброидов, комагматичных эффузивам чингинской свиты, более молодые кембрийские крупные интрузии гипербазитов и еще более молодые доордовикские интрузии габброидов, в том числе стратифицированные (Булкинская интрузия).

По южному склону Западного Саяна геологическую съемку проводили В.Е. Кудрявцев [1959], В.Л. Авруцкий, Н.С. Анастасиев, В.В. Беззубцев, О.А. Безруков, В.В. Зайков, Е.В. Зайкова, П.А. Никитчин, В.Л. Орфаницкий, Н.В. Рогов, Г.Г. Семенов, А.К. Сибилев. В.В. Беззубцев и Г.Г. Семенов получили данные о существовании в Куртушибинской зоне шарьяжей, смятых в складки. П.А. Никитчин [1972] в районе рудника Актоврак обнаружил миндалекаменные и обломочные серпентиниты, которые он считает эффузивами и туфами. В.В. Зайков и Е.В. Зайкова [1969] нашли гальку гипербазитов внутри чингинской свиты, в то время как считалось и считается, что гипербазиты прорывают чингинскую свиту.

А.К. Сибилев [1971] детально изучил ряд гипербазитовых массивов Куртущибинской зоны в связи с их асбестоносностью и при этом обнаружил дунит-пироксеновый полосчатый комплекс в Иджимском массиве. О.А. Безруков [1971а] подробно исследовал строение терригенного комплекса, который он отнес к ордовику, считая вслед за И.Н. Казаковым, что средне-верхнекембрийские отложения в Западном Саяне отсутствуют.

В центральных частях Западного Саяна проводили съемку П.С. Антонов [1963, 1972а] и А.Б. Сакович, подробно изучившие ордовикские и силурийские образования и выделившие вулканогенно-осадочную купхольскую свиту верхнего силура. Образования девона и карбона Усинской впадины изучали В.А. Ваулин, В.Н. Гребенциков, Р.В. Шемпель и др.

Одновременно А.И. Науменко [1964а, б, 1968, 1969] и В.Н. Немировская описали разрезы ордовика и силура Западного Саяна и уточнили их стратиграфию.

Состав венд-кембрийских вулканитов в Западном Саяне был исследован В.В. Велинским [1965а,6, 1968], который выделил спилито-кератофировую (верхнемонокская свита и нижняя часть чингинской) и порфиритовую (верхнемонокская и арбатская свиты, верхняя часть чингинской) формации. Он детально изучил петрографию и петрохимию вулканитов.

В 60-х годах в Западном Саяне работала группа геологов СНИИГГИМСа под руководством А.П. Щеглова, во многом уточнивших строение доордовикских толиц Западного Саяна. А.П. Щеглов с сотрудниками - В.М. Исаковым и В.П. Коробейниковым - подтвердили прежние представления о широком развитии покембрийских метаморфических толщ в Западном Саяне [Коробейников, 1969. 1970, 1971; Коробейников, Исаков, 1965; Коробейников, Щеглов, 1965; Исаков, Коробейников, 1969] не только в Джебашской зоне, но и в районе рек Он. Амыл. Геологи группы А.П. Щеглова (Абрамов и др., 1969; Волков и пр., 1970; Коробейников и др., 1970] считают метаморфические сланцы южного склона Западного Саяна (где Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский выпелили сютхольскую и ишкинскую свиты верхнего кембрия) фациальным аналогом джебащской и чингинской свит и терригенных свит нижнего ордовика, так как метаморфические сланцы согласно перекрываются фаунистически охарактеризованным средним ордовиком. К этим вэглядам близки представления В.В. Богацкого [196 16], который считал джебашскую свиту метаморфическим аналогом различных свит кембрия и ордовика. Надо отметить, что еще ранее М.А. Черноморский [1965, 1966; Черноморский, Блюман, 1970] пересмотрел свои взгляды и отнес метаморфические толщи к докембрию. Такой же точки зрения придерживается и О.А. Безруков [1971а,6]. Строение метаморфических толщ детально изучено В.П. Коробейниковым [1971].

С другой стороны, автор [Херасков, 1970], проведя ряд дополнительных исследований, пришел к выводу о полном отсутствии докембрийских метамор—фических тольц в Западном Саяне.

Много и плодотворно группа А.П. Щеглова занималась стратиграфией венд-кембрийских образований. На основании сборов остатков микрофитолитов был установлен позднедокембрийский возраст большей части чингинской свиты с отнесением к нижнему кембрию ее верхов. Позднедокембрийский возраст части чингинской свиты предполагался ранее автором [Кудрявцев, Херасков, 1968], раннекембрийский возраст части чингинской свиты был установлен по сборам фауны археоциат Г.М. Владимирским и Н.М. Задорожной [1967, 1970] на южном склоне Западного Саяна, К.Н. Конюшковым [19666] — на северном склоне. В.М. Исаков [1971, 1972а,6, 1974] подробно изучил строение чингинской свиты (офиолитовой формации).

Группа А.П. Щеглова вновь подтвердила отнесение бабаковских известняков и вмещающих их толщ к арбатской серии [Щеглов и др., 1964, 1967], однако монокская серия, по их представлениям, залегает в разрезе выше чингинской, что, на наш взгляд [Херасков, 1974], противоречит фактам.

Много работ А.П. Щеглова посвящено вопросам стратиграфии кембрийских отложений Алтае-Саянской области [Предтеченский, Щеглов, 1962; Щеглов, 19676; Богонибова, Щеглов, 1971], изучению нижнепалеозойских формаций этой области [Велинский, Щеглов, 1965; Краснов, Щеглов, 1969], причем он выделил вулканогенно-кремнистую (чингинская свита) и спилито-кератофировую (нижнемонокская свита) формации и туфогенно-осадочную формацию, разделенную на туфогенно-молассовую (верхнемонокская свита) и терригенно-флицоирную (арбатская серия) подформации. На основании изучения формации и их взаимоотношений А.П. Щеглов [1967а] разработал классификацию прогибов Саяно-Алтайской области, разделив прогибы в Западном Саяне на тыловые, остаточный и возрожденный, и провел совместно с П.Ф. Иванкиным [Иванкин, Щеглов, 1971] тектоническое районирование Алтае-Саянской области.

Изучением формаций востока Алтае-Саянской области занимался также А.Н. Кен [1962, 1964], который составил карту формаций на эту территорию. В Западном Саяне он выделил следующие формации: верхнепротерозойские парасланцевую или аспитную (низы джебашской свиты) и базальтовую (верхи джебашской свиты), верхнепротерозойско-кембрийскую морскую кремнисто-сланцевую (чингинская свита), кембрийскую морскую терригенную или граувак-ковую (верхнемонокская и арбатская свиты), нижне-среднепалеозойскую морскую терригенную, ее флицоидную фацию (ишкинская, аласугская, кемте-

рекская, манчурекская, таслинская свиты) и морскую терригенно-карбонатную (части таслинской и шиштыкской свит), среднепалеозойскую континентальную пестроцветную терригенную, девонские базальтовую, липаритовую и ряд интрузивных.

Многие годы исследованию истории развития в кембрии и докембрии посвятил Д.И. Мусатов [1964; Мусатов, Межеловский, Широкова и др., 1969; Мусатов, Межеловский, Чернышев и др., 1969, выделивший в Алтае-Саянской области докембрийский фундамент и предрифейскую протоплатформу, на которой в рифее заложились геосинклинали.

В последние годы усилился интерес к проблеме гипербазитов. И.М. Волохов и В.М. Иванов [1963, 1968; Волохов, 1965; Иванов, 1971; Иванов и др., 1971], обследовавшие габбро-перидотитовые массивы, пришли к выводу, что в Западном Саяне выделяются две формации: альпинотипных гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовая. Изучению последней они и посвятили свои работы. Описав их петрографию, петрохимию, характер стратификации, они пришли к выводу о формировании стратифицированных интрузий в результате магматической дифференциации. К сожалению, альпинотипные гипербазиты после Г.В. Пинуса никем детально не изучались.

Из изложенного следует, что еще многие кардинальные вопросы геологии Западного Саяна остаются спорными и нерешенными. Ниже мы постараемся обосновать нашу точку зрения на характер формаций венда-нижнего кембрия и на историю геосинклинального развития Западного Саяна.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЗАПАЛНОГО САЯНА

В этой главе приводятся краткие сведения о стратиграфии, магматических породах и более полно — о тектонике Западного Саяна, с тем чтобы читателю было понятнее дальнейшее описание основных формаций Западного Саяна и истории его тектонического развития. Основные структурно-фациальные зоны показаны на фиг. 1.

СТРАТИГРАФИЯ

На территории Западного Саяна развиты венд-нижнекембрийские, нижнесреднекембрийские, верхнекембрийско-тремадокские, ордовикские, нижнесилурийские и в меньшей степени верхнесилурийские, нижне-среднедевонские и нижнекаменноугольные образования. Перечисление дано по естественным структурно-литологическим комплексам.

ВЕНД-НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

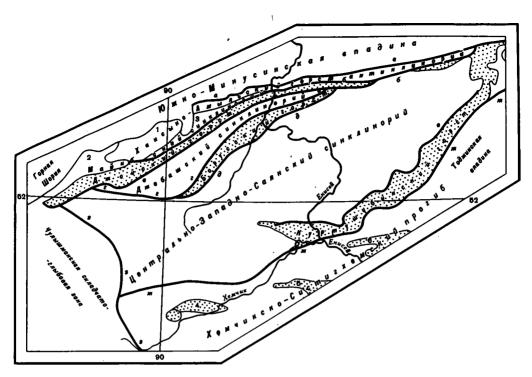
Венд-нижнекембрийские образования по северному краю Западного Саяна делятся на нижнемонокскую и верхнемонокскую свиты, объединяемые в монокскую серию, а на большей части территории Западного Саяна выделяется чингинская свита, одновозрастная монокской серии.

Нижнемонокская свита на западе слагает хребты Хансын и Кирса, обнажаясь в ядре Хансынской антиклинали. В районе пос. Абазы эти образования перекрыты девонскими эффузивами и появляются вновь на правобережье р. Абакан, прослеживаясь до р. Табат. Восточнее вдоль всего северного края Западного Саяна прослеживается нерасчлененная монокская серия.

Нижнемонокская свита представлена спилитами, нередко шаровыми и подушечными, диабазами, кератофирами кварцевыми и бескварцевыми. Присутствуют также андезиты и андезито-дациты, небольшое количество туфов основного состава и туфобрекчий кислого состава, редкие прослои лидитов, яшм, кремнистых туффитов. Видимая мощность нижнемонокской свиты достигает 4000 м. Вулканогенные породы основного состава подверглись зеленокаменным изменениям, а в бассейне р. Малый Монок встречаются краснокаменные разности. Кератофиры менее изменены, но их основная масса серицитизирована.

Возраст нижнемонокской свиты определяется как венд-нижнекембрийский на основании залегания стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованной нижнекембрийской верхнемонокской свиты. Основание свиты нигде не обнаружено.

Верхнемонокская свита обнажается в тех же районах, что и нижнемонокская, слагая крылья Хансынской антиклинали (хребты Хансын, Кирса), и далее от р. Малый Монок прослеживается до р. Табат.



Фиг. 1. Схема тектонического районирования Западного Саяна (масштаб 1:2 500 000)

Цифрами на схеме показаны: 1 — Хансынская антиклиналь, 2 — Курчепская синклиналь, 3 — Арбатская синклиналь, 4 — Актовракский горст, 5 — Чааохольские горсты, 6 — Эжимские горсты; буквами обозначены крупные разломы: а — Северо—Саянский, 6 — Кандатский, в — Джебашский, г — Северо—Борусский, д — Южно—Борусский, е — Урбанская зона надвигов, ж — Саяно—Тувинский, з — Карахольский

Верхнемонокская свита в районе хребта Хансын сложена валунными конгломератами, среди которых залегают линзы археоциатовых известняков обычно маломощные, но иногда достигающие 1000 м (Кизасский риф). Встречаются прослои песчаников, кремнистых сланцев, лидитов, особенно в нижней части толици.

Восточнее, в районе р. Оны, конгломераты становятся туфогенными, появляются покровы андезитов, андезито-базальтов, пироксеновых порфиритов. На правобережье р. Абакан развиты мощные зеленые и красные туфоконгломераты, но восточнее мощность их сокращается. В районе р. Малый Монок обнажаются конгломераты с линзами археоциатовых известняков. Далее на восток конгломераты постепенно, начиная с низов, замещаются вулканитами, почти неотличимыми от нижнемонокских, и на правом берегу р. Табат видны последние выходы туфов и туфоконгломератов.

Мощность верхнемонокской свиты колеблется в широких пределах — от 700 до 2500 м. Возраст свиты определяется на основании многочисленных сборов остатков фауны археоциат (табл. 1) и трилобитов (табл. 2) санаштык—гольского комплекса [Баженов, 1934; Полетаева, 1936; Сивов, 1948; Щеглов, 1958; Конюшков, 1969; Журавлева и др., 1967; Янкаускас, Журавлева, 1969; и др.] нижнего кембрия.

Монокская серия представлена вулканогенной толщей, которая прослеживается к востоку от р. Табат узкой полосой вдоль северного склона Западного Саяна. Толща перекрыта терригенными породами арбатской серии. Оту толщу А.А. Моссаковский и автор [Кац и др., 1958] считали аналогом

| Abakani cyathus sp. Ajacicyathus sp. A. jensseicus Vologd. A. salebrosus Vologd. A. khemtschikensis Vologd. A. immanis (Vologd.) A. proscuriakovi (Toll.) A. of. uricus (Vologd.) A. ijizkii (Toll.) A. ex gr. crassus Debr. A. ex gr. flebilis Osad. A. cf. primitivus (Vologd.) | 1 | Фауна | | |
|---|----|--|-----------------------|---|
| + + | 2 | Ручей Казлы, левый приток р. Абакан [Янкаускас, Журавлева, 1969] | | |
| + | 3 | Ключ Санаштыкгол [Репина и др., 1964; Зайцев, Моссаковский, 1965] | Верхн | |
| + | 4 | Западная периклиналь Хансынской антиклинали [Репина и др., 1964] | Верхнемонокская свита | |
| + + | 5 | р. Кизас, район ключа Швейцарского [Репина и др., 1964; В.Н. Шишлов] | ская с | |
| + + + + + + + + | 6 | Ключ Герасимов, левый приток р. Малый Монок [Репина и др., 1964] | вита | Сборы |
| + + + | 7 | В 1,9 км к западу от устья ручья Тербищева (А.И. Аноприенко) | | octat |
| + | 8 | Район пос. Петропавловского на р. Поперечный Кизас [Конюшков, 1966б] | | Таблица 1 Сборы остатков фауны археоциат |
| + | 9 | Стрелка р. Средний Кизас и ключа Миролюбивого [Конюшков, 1966б] | лни | Таблица ины археоци |
| | 10 | Ключ Чолдурулуг, левый приток р. Шом-Шум [Владимирский, Задорожная, 1967] | Чингинская свита | ица 1 (еоциат |
| | 11 | Ключ Карабулук в низовьях р. Урбун [Владимирский, Задорожная, 1967] | свита | нижнег |
| + ++ | 12 | Устье ключа Суур-Даштыг, левый приток р. Эджим [Владимирский, Задорожная, 1967] | | нижнего кембрия |
| | 13 | Ручей Казлы, левый приток р. Абакан [Янкаускас, Журавлева, 1969] | | вид |
| _ | 14 | р. Ада [Репина и др., 1964; В.Н. Шишлов] | | |
| _ | 15 | Бассейн р. Тербенигкарасуг (А.И. Аноприенко) | | |
| _ | 16 | В 2 км от устья по правому берегу ручья Масполых (А.И. Аноприенко) | еханск | |
| _ | 17 | В 2,5 км от устья ручья Чапсар по аз. 340° (Р.А. Еферов, определение Л.Н. Кашиной) | Чеханская свита | ļ |
| + | 18 | Ручей Грязный [Сивов, 1953] | l a | |
| _ | 19 | Район пос. Абаза [Репина и др., 1964] | | |
| | 20 | Правобережье р. Кандат, монокская серия (Ю.М. Коллеганов) | | |

Таблица 1 (продолжение)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|-------------------------------|---|---|---|-----|-----|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| A. chassactuensis (Vologd.) | | 1 | | | | i | | | 1 | | + | , | Π. | I | • | 1 | I | Г | ı |
| A. auteintervallum (Vologd.) | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| Angaricyathus ex gr. cyrinovi | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zhur- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| A. sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| Annulo cyathus sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | · |
| A. pulcher (Vologd.) | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Annulofungia taylori Krasn. | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| Aptocyathus sp. | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| A. gordoni Vologd. | + | + | + | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| Archaecyathellus sp. | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A. ex gr. cerbus Osaid. | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| Archaeocyathus yavorskii | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| (Vologd.) | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A. ex. gr. erbiensis Zhur. | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | |
| A. densus Vologd. | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | + |
| A. kusmini (Vologd.) | | | | | | | | | | | | | + | | | | | + | + |
| Archaeoegathus sp. | | + | | | + | | | | | | | | + | | | | | • | |
| Archaeofungia dissepimenta- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| lis (Vologd.) | | + | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| A. sp. | | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| Archaeolynthus sp. | | + | | + | + | | | | | | + | | | | | | | | |
| A. unimurus (Vologd.) | | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| A. cf. nalivkini (Vologd.) | | | | . + | | | | | | | | | | | | | | | |
| A. sibiricus (Toll.) | | | | | + | + | | | | | | | | | | | | | + |
| Archaeosycon sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Astrocyathus dentatus Vologd. | | | | | + | | + | | | | + | | | | | | | | |
| Bicyathus angustus Vologd. | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| B. ertaschkensis Vologd. | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| B. sp. | + | | | | + | | | | | | | | + | | | | | | |
| Botomacyathus sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Capsulo cyathus sp. | • | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| Carinacyathus bagenovi | | | | | | , | | | | | | | | | | | | | |
| Vologd. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| C. sp. | + | | | | + - | | | | | | + | | | | | | | | |
| Clathricoscinus infirmus | • | | | | • | | | | | | | | | | | | | | |
| (Vologd.) | + | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| C. vassilievi (Vologd.) | 4 | | | | • | + | | | | | | | | | | | | | |
| C. Dassilieni (+ Ologue) | • | т | | | | • | | | | | | | | | | | | | |

| C. sp. | | | + | | + | | | | | | | | | | | | • + |
|-------------------------------|-----|----------|----------|---|---|---|---|---|--|---|---|---|--|---|---|---|-----|
| Clathrocyathus sp. | + | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| C. fimus Vologd. | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| Clarus cy athus billingsi | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Vologd. | + | | | | | | | | | | + | + | | | | + | + |
| C. camfundus Vologd. | + | | | | | | | | | | + | | | | | + | |
| C. solidus Vologd. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| C. sp. al. nov. | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| Coscinocyathus sp. | + | + | | + | + | | + | | | + | | | | | | | |
| C. dianthus Born. | | + | | + | + | | | | | + | | | | | | | |
| C. elongathus Born. | | | | | | | | | | + | | | | | _ | | |
| C. calatus Bom. | | | | | | | | | | | | | | | Ĭ | | |
| C. rajkovi Vologd. | | | | | | | | | | | | | | | r | | |
| C. cf. covnucopiae Born. | | | | | + | | | | | | | | | | | | |
| C. ex. gr. aryuathus Vologd. | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| C. spatiosus Vologd. | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cribricy athida sp. | + | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| Cyelocyathellidae . | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| Densocyathus sanaschtycgo- | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| lensis Vologd. | + . | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Dictyocyathus salairicus | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Vologd. | | + | | + | + | | | | | | | | | | | | |
| D. sp. | | + | + | | | | | | | + | | | | | | | |
| Erbocy athus sp. | + | + | | + | | | | | | | + | + | | | | + | + |
| Ethmophyllum sp. | . + | + | | + | + | | + | + | | + | | | | + | | + | + |
| E. ratum Vologd. | | + | | | + | | | | | | + | | | | | + | + |
| E. pseudotichum Vologd. | | | | | | | | | | + | | | | | | | |
| E. grandiperforatum (Vologd.) | + | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| E. poletaevae Vologd. | | + | + | | + | | | | | | | | | | | | |
| E. flexum Vologd. | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| E. parvulum (Vologd.) | | .+ | | | | | | | | | | | | | | | |
| E. gracilis Vologd. | | | | | + | | | | | | | | | | | | |
| E. ulmensis Krosh. | | | | | + | | | | | | | | | | | | |
| Flindersicyathus sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| F. extremus (Vologd.) | + | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| F. yavorskii (Vologd.) | + | | | | | | | | | | + | | | | | | |
| F. subradiatus (Vologd.) | т | | | | | | | | | | | | | | | | |
| F. ex. gr. densus Vologd. | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| Formosocyathus sp. | | _ | _ | | | | | | | | | | | | | | |
| F. bulynnikovi Vologd. | | T | + | | | | | | | | | | | | | | |
| r. outynntkout voioga. | | т | 7 | | | | | | | | | | | | | | |

Таблица 1 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|--------------------------------|---|---|---|--------------|-------------|-----|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Frausuasaecyathus sp. | | | | | | + + | 1 | 1 | | | 1 | _ | • | 1 | • | • | • | • | • |
| Galino ecyathus ex gr. bazai- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| chensis Kon. | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| Goroni cyathus ex gr. geras- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| simovensis (Krasn.) | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| G. sp. | | | + | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| Korovinella sp. | | | | | • | + | | | | | | | | | | | | | |
| Labirintomorpha sp. | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ladaecyathus limbatus | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| (Zhur.) | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| L. sp. | | | | | | + | | | | | + | | | | | | | | |
| Leptosocyathus sp. | | + | | + | + | + | + | | | | + | | | | | | | | |
| I., ex gr. mirus Roz. | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| Loculicy athus artus Vologd. | | | + | | | + | | • | | | | | | | | | | | |
| L. membranivestites Vologd. | | + | | | .+ | + | + | | | | | | | | | | | | |
| L. tolli Vologd. | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | |
| Metethmophyllum sp. | | + | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| Nochoroicyathus sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Orbicy athus sp. | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| Piamaecyathus sajanicus | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zhur. | | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P. fossaengulatus (Vologd.) | | + | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| Poro cyathus sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Protopharetra sp. | | + | | | + | | | | | | + | | | | | | | | |
| P. grandicaviata Vologd. | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| Paranacyathus sp. | + | | | | | | | | | | | | | | + | | | | |
| Regularia sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| Renalsis sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Reteyathus kuzmini Vologd. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + |
| Rhabodocyathella sp. | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Robusto cyathus sp. | + | | | | | | | | | | + | | | | | | | | |
| R. cf. ijirkii (Toll.) | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | |
| R. ex gr. salebrosus (Vologd.) | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | |
| Russocyathus sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | + | | | |
| Sajano cyathus sp. | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| S. ussovi Vologd. | + | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Syringo cnema eleganta Vologd. | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | | | | | | + | | | | | | | |
|--|-----|-----|---|---|---|----|---|---|---|----|---|---|---|
| S. sp. nov. | | | | | + | | | | | | | | |
| Syringo cyathus sp. | | | | | т | | | | | | | | |
| S. aspectabilis Vologd. | + | | | | | | | | | | | | |
| Szecyathus cylindricus | | | | | | | | | | | + | | |
| Vologd. | + | + | + | | | + | | | | | + | | |
| S. sp. | | | | | + | | + | | | | | | |
| Tabulacyathus sp. | | + | | | | | | | | + | | | |
| Taeniocy athellus sp. | + | | | | | | | | | Ψ. | | | |
| T. semenovi Zhur. | | | + | | | | | • | | | | | |
| T. Sent entot Entre | +1 | | | | | | | | | | + | | |
| Tegero cyathus sp. T. cf. edelschteini (Vologd.) | | + | | | | | | | | | | | |
| T. CI. eaerschieff (Volond) | | | | | + | | | | | | | | |
| T. abakanensis (Vologd.) | | | | | | | + | | | | | | |
| Tercyathus batovi Vologd. | | | + | | | | | | | | | | |
| T. venustus Vologd. | | | | + | + | | | | | | | | |
| T. validus Vologd. | | . T | 1 | • | + | | | | | | + | | |
| T. altaicus Vologd. | + | + | • | | | | | | | | + | | |
| T. sp. | | | | | + | | | + | | | • | | |
| Thalamocyathus hovvelli | | | | | | | • | | | | | | |
| (Vologd,) | | | + | | | | | | | | | _ | |
| T. sp. Etmophyllidae | | | | | | | | | | | | + | |
| T. Erbocyathidae | | | | | | | | | | | | • | |
| Tomocyathus ex gr. michnia- | | | | | | | | | | | | | |
| ki Roz. | | | | | | .+ | | | | | | | |
| Trausuasaecyathus subtumu- | | | | | | | | | | | | | |
| laths Zhuravl. | | | | | | + | | | | | | | |
| Tumulocyathus sp. | + | | | | | | | | + | | | | |
| T. pustulatus Vologd. | | + | + | | | | | | | | | | |
| Tumuliolynthus karakolensis | | | | | | | | | | | | | |
| Tumuliolynthus kurakotensis | + | | + | | | | | | | | | | |
| Zhuravl. | • | + | | | + | | | | | | | | |
| T. tubexternus Vologd. | + | • | | | | | | | | + | | | |
| Tumulo cyathellus sp. | т . | | | | | + | | | | | | | |
| T. ex gr. admirabilis Vologd. | | + | | | _ | · | + | | | | | | |
| Uralo cyathus sp. | | + | | | • | • | • | | | | | | |
| Vologdinocyathus cf. erbien- | | | | | | | | | | | | | |
| sis Jazash. | | | | | | | | | | | | | |
| Zonacyathus sp. | + | | | | | | | | | | | | |
| Clathrocyathus fossaeangula- | | | | | | | | | | | | | |
| tus Vologd. | + | + | | | | | | | | | | | |
| C. vobustus Vologd. | + | + | | | | | | | | | | | |
| Archaeo cyathus subradiatus | | | | | | | | | | | | | + |
| (Vologd.) | | | | | | | | | | | | | • |

Таблица 2
Распространение трилобитов из верхнемонокской свиты нижнего кембрия в Западном Саяне

| Фауна | Ключ Санаштыкгол [Репина и др., 1964; Зайцев, Моссаковский, 1965] | Ключ Малый Каракол, Западная периклиналь Хансынской антиклинали [Репина и др., 1964] | Ключ Большой Каракол [Репина и др., 1964] | Среднее течение р. Эджим [Зайцев, Покровская, 1950] |
|---|--|---|--|---|
| Altaja sp. | + | | i | |
| Binodaspis prima Pokr. | + | | | |
| Bonnia sisovae Pokr. | + | | | |
| Botomella convexa Rep. | + | | | |
| Chakasskia minussensis Polet. | + | | | |
| Chakasskinella litora is Rep. | + | | | |
| Chondragraulina ovalis Rep. | + | | | |
| Erbiopsidella convexa Pokr. | + | + | + | |
| E. omata Pokr. | | + | | |
| E. grandis Pokr. | | + | | |
| Inonyina quadretica Polet. | + | + | | |
| Laticephalus traperoidalis Pokr. | + | | | |
| L. verrucosus Rep. | + | | | |
| L. tuberosis Pokr. | + | | | |
| Lemontoviella porrecta Rep. | + | | | |
| Milaspis martynchinaensis Rep. | + | | | |
| Mizanella vincmanae Rep. | | | | |
| Neopoliellina latiformis Rep. | + | | | |
| Paleofossus zaicevi Pokr. | + | | | |
| Poliellaspis sp. | + | | | |
| Proerbia sp. | + | | | |
| Poliellina bermontovae Polet. | + | | | |
| Raracephalus primus Rep. | | | + | |
| Redlichia ex sacuta Rep. | + | + | | |
| Roudo cephalus mirandus Pokr. | + | | | |
| Sanaschtikgolia simisphaerica Polet. | + | | | |
| Shivelicus parvus Pokr. | + | + | | |
| Sanaschtikgolia sp. | + | | | |
| Terechtaspis coronaria Rep. | + | + | + | |
| Tuvanella communis Pokr. | + | | | |
| Calodiscus lobatus var. grandis Polet. Serrodiscus cf. pokrovskajae Polet. | • | | | + |
| Atops sp. | | | | + |
| Atopina contorta Pokr. | | | | + |
| Kooteniella sp. | | | | + |

нижне— и верхнемонокской свит. В 1965—1970 гг. А.И. Аноприенко и В.С. Уваров в бассейне рек Сос и Кандырла закартировали замещение низов верхнемонокской свиты эффузивами, неотличимыми от нижнемонокских. Строение монокской серии изучено плохо, но можно с уверенностью говорить о том, что наряду с эффузивами, характерными для нижнемонокской свиты, в ее составе появляется много порфиритов андезитового и андезито—базальтового состава.

Чингинская свита в Западном Саяне слагает три узкие полосы. На севере (Джойский горст — см. фиг. 1) она прослеживается от верховьев р. Абакан вдоль Джойского хребта до Енисея и далее в верховья р. Шуши, затем выходы ее пересекают реки Ою, Кебеж и верховья р. Амыл. Вторая полоса выходов свиты следится от нижнего течения р. Кантегир, вдоль хребта Борус. В районе р. Ои она сливается с северной полосой (Борусский горст). Третья полоса развита по южному склону Западного Саяна (Куртушибинский горст), слагая хребты Хемчикский, Куртушибинский и западную часть хребта Эргак-Таргак-Тайга.

Чингинская свита сложена спилитами, вариолитами, пиабазами, филлитами и кремнистыми сланцами, фтанитами и другими микрокварцитами, известняками. Изредка встречаются небольшие покровы кератофиров. В верхней части свиты появляются пачки песчаников, редко гравелитов и конгломератов серого и зеленого цвета, прослои туфов основного состава. Для чингинских пород характерен серый и черный цвет, обусловленный примесью уплисто-графитистого вещества. Общая мощность свиты весьма велика и постигает по крайней мере 5-6 км, но нижняя часть свиты неизвестна, так как четкие контакты с комплексом пород меланократового фундамента геосинклинали не наблюдались. Следует отметить, что внутри чингинской свиты обособляются нередко мощные толщи, сложенные преимущественно эффузивами, тяготеющими к средней части свиты. На южном склоне Западного Саяна под эффузивной тольцей А.Г. Сивовым [1948, 1956а] и И.П. Палеем [1961] выделена зеленокаменноизмененная эффузивно-осадочная толща под названием аккольской свиты. К сожалению, эта свита не откартирована по площади и несомненно входит в состав единой чингинской свиты других районов.

Возраст чингинской свиты определяется находками редких остатков археоциат (см. табл. 1) на северном склоне р. Поперечный Кизас [Конюшков, 19666], в Борусской зоне (р. Кашкарет [Батов, 1931; Сивов, 19566]) и в Куртушибинской зоне (реки Урбун, Эджим [Владимирский, Задорожная, 1967, 1970]). На юге археоциаты четко относятся к тому же санаштыкгольскому горизонту, что и верхнемонокские. По северному склону Западного Саяна А.П. Щегловым и др. [1967] собраны остатки докембрийских водорослей.

В бассейне р. Чазрык найдены: Sinzasophyton usovi Pospelov, Paleomicrocystis kaizasensis Pospelov, P. cf. usasensis Pospelov, Vesicularites flexuosus Reitlinger, Bogojulia sp., Algotactis fralovi Pospelov., A. cf. kabizsaenstis (определения М.В. Степановой и А.Г. Попелова), в бассейне р. Уй – Radiosus badinus Z. Zhuravleva, Vermiculites tortuosus Reitlinger, Glebosites gentilis Z. Zhuravleva, Sintasophyton usovi Pospelov, Osagia sp. (определения М.В. Степановой).

По этим находкам и общегеологическим соображениям чингинская свита относится к венду-нижнему кембрию, а возможно, охватывает и какую-то часть рифея.

нижний-средний кембрий

Нижне-среднекембрийские зеленоцветные туфогенно-граувакковые толщи широко развиты в Западном Саяне. На северном склоне (Маинский синклинорий – арбатская серия) и на южном склоне уже в пределах Тувы (Тувинский прогиб – аласутская серия) они представлены туфогенно-терригенной толщей, претерпевшей зеленокаменные изменения, а на большей, внутренней части Западного Саяна эти отпожения метаморфизованы в фации зеленых сланцев (Джебали-ский синклинорий – джебалиская свита; Центрально-Западно-Саянский синклинорий – амылыская, сютхольская и ишкинская свиты).

Арбатская серия выполняет Майнский синклинорий (см. фиг. 1). Наибольшая ширина выходов имеется на правобережье р. Абакан, где серия образует две синклинали — Курчепскую и Арбатскую. Далее на восток сохранился только северный борт синклинория, который прослеживается до Енисея в районе пос. Майна и делее в верховья р. Шушь. Южный берег синклинория, а восточнее и весь синклинорий срезан Кандатским разломом. Арбатская серия делится на чеханскую и курчепскую свиты.

Чеханская свита слагает крылья Курчепской и Арбатской синклиналей и далее прослеживается узкой полосой до р. Шушь. Чеханская свита сложена в основном "эпидотово-зелеными" туфопесчаниками и граувакковыми песчаниками, среди которых наблюдаются прослои и мощные пачки туфобрекчий, редкие покровы пироксеновых порфиритов, прослои зеленых и сиреневых алевролитов, мелкие линзы археоциатовых известняков. В районе Енисея и по р. Уй в свите появляется много зеленых сланцев и слоистых известняков. Мощность свиты колеблется в пределах 2000—3500 м.

Чеханская свита по северным крыльям Курчепской и Арбатской синклиналей залегает согласно на верхнемонокской свите, и граница проводится по смене пестроцветных пород эпидотово-зелеными. По южному борту обеих синклиналей чеханская свита залегает с постепенным переходом на чингинской свите, и граница, очень расплывчатая, проводится по массовому появлению эпидотово-зеленых туфолесчаников. По рекам Уй и Шушь наблюдается постепенный переход между чеханской свитой и монокской серией; эффузивная толща сменяется терригенной без следов интенсивного размыва; в основании терригенной чеханской свиты наблюдаются прослои порфиритов (против пос. Субботино).

На западе, в районе р. Кизас (см. табл. 1), по северному крылу Хансынской антиклинали собрана богатая коллекция археоциат солонцовского и обручевского горизонтов верхов нижнего кембрия Конюшков, [19666, 1967]. По южному крылу Арбатской синклинали Р.А. Еферовым в линзах известняков найдены остатки археоциат солонцовского горизонта [Херасков, 1974]. По этим на-ходкам свита относится к верхам нижнего кембрия.

Курчепская свита слагает центральные части Курчепской и Арбатской синклиналей. Она представлена зелеными, зелено-серыми, реже сиреневыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и редкими линзами известняков. По р. Арбат в верхах свиты картируется толща известковистых алевролитов и сланцев.

В Курчепской синклинали В.Н. Шишлов указывает прослои туфопе счаников. Видимая мощность ее здесь достигает 3000—3500 м. Граница с чеханской свитой в большинстве случаев согласная; она проводится по почти полному исчезновению туфопесчаников и часто — по появлению аркозовых грубозернистых "гранитоподобных" песчаников и гравелитов. По северному крыпу Арбатской синклинали в районе пос. Абаза и устья р. Большой Арбат курчепская свита залегает трансгрессивно с базальными конгломератами в основании на верхнемонокской свите, а в районе р. Чазрык трансгрессивно на имонокской серии. В последнем случае курчепская свита представлена почти целиком массивными известняками (бабаковский известняк).

Возраст курченской свиты определяется находками фауны трилобитов среднего кембрия (таби. 3) в бабаковских известняках [Полетаева, Шатров, 1936; Сивов, 1950; Репина и др., 1964; Любалинская, 1967], в линзах из вестняков в устье р. Большой Арбат [Любалинская, 1967] и в горизонтах из вестняков в верховьях р. Большой Арбат [Любалинская, 1967]. Этим определяется среднекембрийский возраст свиты, хотя верхи ее, возможно, относятся к верхнему кембрию.

Джебашская свита выполняет Джебашский синклинорий. Она представлена зелеными метаморфическими сланцами и разделяется [Херасков,

Таблица 3

Находки остатков трилобитов и брахиопод в арбатской свите среднего кембрия в Западном Саяне

| | | | |
|---|---|---|---|
| Фауна | р. Большой Арбат, район устья р. Тербениг-Кара- Суг [Любалинская, 1967] | р. Турунташ, правый при- ток р. Табат — по левому притоку р. Арбатской [Любалинская, 1967] | р. Чазрык и ее притоки — Бабак, Известковый и др. [Зайцев, Покровская, 1950; Сивов, 1953; Зай- цев, Моссаковский, 1965; Любалинская, 1967] |
| | 1 | 2 | 3 |
| Amgaspidella sp. nov. | + | + | • |
| Agnostidae (Priplagnostus ex gr. | | | |
| atavus (Tullb.) | | | + |
| Amgaspis sp. | + | | |
| A. ex gr. rudis N. Tchern. | + | | |
| Amginouyia elegans N. Tchem. | • | | |
| var. granulata (var. nov.) | + | | |
| Amphaton sp. | | | + |
| Anomocaridae (gen. indet.) | + | | |
| Anomocarides sp. | | | + |
| Antagmoplenra sp. | + | | |
| Arbataspts Siv. | | | T |
| Basocephalus sp. Chondragraulos minussensis Lerm. | + | | + |
| Ch. (Antagmopleura) convexa N. | т | | т |
| Tchem. | | + . | |
| Ch. sp. | + | • | |
| Chondranomo care sp. | | | + |
| Ch. inbinica Rep. bidjensis Polet. | + | | |
| Corynexochus sp. | + | | + |
| Erbia granulosa Lerm. | | + | + |
| E. sibirica (Schm.) | | + | + |
| E. gigantea Jeger. | | | + |
| Glyphaspis? sp. | + | | |
| Granularia grandis Lerm. | | | + |
| G. obrutschevi Polet. | + | | + |
| G. sp. | | | + |
| Kassinius kassini Ivshin (?) | | | + > |
| Kootenia sp. | + | | + |
| K. gaspensis Rasetti | + | | • . |
| Kooteniella slatkowskii (Schm.) | + | + | + |
| K. sp. | + | | + |
| K. edelsteini Lerm. | | | + |
| Lelenpeura zverevi Lerm. Olenoides convexus Lerm. | + | | + |
| O. optimus Zar. | , | | + |
| O. sp. | . + | | • |
| Proasaphicus sp. | · | | + |
| P. aff. sibiricus N. Tchem. | | | + |
| P. clarus N. Tchem. | + | | + |
| | | | |

| | 1 | 2 | 3 . |
|---|---|---|-----|
| Proerbia (?) Lem. | | | + |
| Prohedinella erbiensis Siv. | + | | + |
| P seudo anomo carina plana N. Tchern. | | | + |
| Solenopleura sp. | | | + |
| Tabatopygellina Siv., Koteniella Lerm. | | | + |
| Kutonna sp. | + | | |
| K. poleta sp. nov. | + | | |
| Kutonna lenaica Lerm. | + | | |
| K. cingulatactaris Lerm. | + | | |
| K. lermontovae sp. nov. | + | | |
| Matutella sp. nov. | + | | |
| Micromita sp. gen. et indet. | + | | |
| Nimanella sp. Nisussia sp. I et II | + | | |
| N. cf. diessi Bell. | + | | |
| Paterina sp. | + | | + |
| Wimanella sp. | | | + |

1970] на три подсвиты. Нижняя (1000-2500 м) сложена хлоритовыми парасланцами по терригенным породам. Средняя толща (1500-2000 м) представлена актинолитовыми, эпидотовыми и хлоритовыми ортосланцами, развитыми за счет эффузивов (порфиритоиды), а в основном – по туфам и туфопесчаникам. Кроме того, в толще присутствуют парасланцы, прослои и горизонт мраморизованных известняков, иногда мощных (кибик-кордонский мрамор), местами – горизонты железистых кварцитов и гематитовых сланцев, очень редко встречаются празинитовые сланцы. Верхняя подсвита (более 1500 м) сложена хлоритовыми парасланцами и актинолитовыми ортосланцами. Следует отметить, что подсвиты джебашской свиты по площади закартированы далеко не везде. Г.Г. Семенов на западе синклинория разделил джебашскую свиту на две части, а И.Н. Казаков [1967а] назвал их тебинской (описанная выше цижняя подсвита) и уртеньской (средняя и верхняя подсвиты) свитами.

Амыльская свита откартирована [Херасков, 1970] на востоке Западно-Саянского синклинория в бассейнах рек Оя, Амыл, верховьях р. Ус. Эта свита представлена в бассейне Амыла в основном ортосланцами, порфиритоидами, в меньшей степени — хлоритовыми парасланцами. В виде прослоев встречаются мраморы и кварцитовые сланцы. Следует отметить, что в этом районе нередко наблюдаются глаукофановые сланцы. По преобладающему составу пород свита делится на нижнюю подсвиту — в основном парасланцевую — и верхнюю — преимущественно ортосланцевую. Западнее, в бассейнах рек Оя и Ус, количество ортосланцев заметно уменьшается; они слагают отдельные прослои и пачки. Мощность амыльской свиты составляет 3000—4000 м.

Сюткольская свита описана Г.М. Владимирским и М.А. Черноморским [1959, 1961] на левобережье р. Хемчик, где она представлена зелеными хлоритовыми парасланцами с прослоями метаморфизованных песчаников в средней части. В сланцах нередко наблюдается высокое содержание эпидота. Это позволяет предполагать, что часть сланцев развивалась по туфопесчаникам. Мощность свиты около 4000 м. Взаимоотношения с нижележащей чингинской свитой не установлены, так как повсюду они проходят по разломам. Вполне вероятно, что нижнюю часть сюткольской толщи этого района следует параллелизовать с амыльской свитой, тем более что в той же полосе метаморфических

сланцев, но восточнее, в районе р. Урбун, среди хлоритовых парасланцев В.В. Беззубцев, Г.Г. Семенов и автор наблюдали мощные пачки актинолитовых и эпидотовых ортосланцев, реже – порфиритоидов.

В районе р. Амыл к нерасчлененным сютхольской и ишкинской свитам отнесена толща сильнометаморфизованных песчаников, возможно, залегающих с небольшим несогласием на амыльской свите. В районе р. Ои сютхольская свита представлена хлоритовыми сланцами.

И ш к и н с к а я с в и т а развита повсеместно по бортам Западно-Саянского синклинория и представлена обычно зелеными сильнометаморфизованными
песчаниками, содержащими прослои метаморфизованных алевролитов и клоритовых сланцев. На хребте Хор-Тайга Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский
[1961] обнаружили прослои красных пьемонтитовых сланцев и кварцитов.
Мощность ишкинской свиты колеблется от 500 до 4000 м. Возраст свиты определяется условно ее стратиграфическим положением.

Таким образом, в основании мощного терригенного комплекса в Центрально-Западно-Саянском синклинории выделяются метаморфизованные терригенные и вулканогенные породы, разделяемые на амыльскую, сютхольскую и иш-кинскую свиты. Следует отметить, что деление это в достаточной мере условно в связи с тем, что метаморфизм пород от места к месту изменяется, количество вулканогенных пород в разных местах различно.

Возраст толи метаморфических сланцев до последнего времени является дискуссионным. Важность определения их стратиграфического положения для правильного понимания основных вопросов строения и развития Западного Саяна трудно переоценить, в связи с чем остановимся на этой проблеме подробнее.

А.Г. Сивов [1944] считал метаморфические толици докембрийскими, наиболее древними из обнажающихся в Западном Саяне. Эту точку зрения поддерживают А.П. Щеглов [1961], В.П. Коробейников [1971] и В.М. Исаков [1974], а также М.А. Черноморский [1965], ранее считавший их верхнекембрийскими. В.В. Богацкий [19616] считает, что метаморфические сланцы образовались по толицам пород разного возраста — от докембрия до ордовика.

И.К. Баженов [1934] при первых исследованиях Западного Саяна считал метаморфические сланцы ордовикскими, залегающими выше кембрийских образований. В целом эту точку зрения о положении сланцев выше нижнего кембрия подтвердили при среднемасштабной геологической съемке Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский [1959], Л.П. Зоненшайн [1963], Е.Н. Станкевич, автор и другие геологи—съемщики, относившие метаморфические сланцы в Центрально—Западно—Саянском синклинории к среднему и верхнему кембрию, а метаморфические сланцы Джебашской зоны — к докембрию.

Автор, проводивший специальные исследования [Херасков, 1970], пришел к выводу о положении метаморфических сланцев стратиграфически выше венд-нижнекембрийских толц и о принадлежности их к нижнему-среднему кембрию. Этот вывод сделан на основании ряда наблюдений и сопоставлений.

Наиболее хорошо возраст метаморфических сланцев доказывается в Центрально-Западно-Саянском синклинории. На его крайнем востоке, в верховьях р. Амыл, на горе Победа (фиг. 2 вкл.) 1, наблюдается сжатая антиклиналь, в ядре которой обнажаются серые, темно- и зелено-серые филлиты, глинисто-кремнистые сланцы, микрокварциты, покровы спилитов, превращенных в ортосланцы, зеленые парасланцы. Кроме того, встречаются мелкие тела гипербазитов. Эта толща является типичной чингинской свитой венда-нижнего кембрия. На крыльях антиклинали залегают зеленые актинолитовые ортосланцы, клоритовые парасланцы, буроватые слюдистые кварциты, среди которых наблюдаются прослои темносерых фтанитов и углисто-кремнистых сланцев. Таким образом, в районе горы Победа наблюдается постепенный переход между чингинской и амыльской свитами.

В 20 км к северо-западу от востока Куртушибинского горста в районе устья р. Кална (фиг. 3) картируется небольная синклиналь, сложенная зеле-

¹ Фиг. 2, 11, 13, 14, 16 см. на вкладке.

| | 1 | 2 | 3 |
|----------------------------------|---|---|---|
| Proerbia (?) Lerm. | | 1 | + |
| Prohedinella erbiensis Siv. | + | | _ |
| P seudo anomo carina plana | | | • |
| N. Tchem. | | | + |
| Solenopleura sp. | | | + |
| Tabatopygellina Siv., Koteniella | | | • |
| Lerm. | | | + |
| Kutonna sp. | + | | |
| K. poleta sp. nov. | + | | |
| Kutonna lenaica Lerm. | + | | |
| K. cingulatactaris Lerm. | + | | |
| K. lermontovae sp. nov. | + | | |
| Matutella sp. nov. | + | | |
| Micromita sp. gen. et indet. | + | | |
| Nimanella sp. | | | |
| Nisussia sp. I et II | + | | |
| N. cf. diessi Bell. | + | | |
| Paterina sp. | + | | + |
| Wimanella sp. | | | + |

1970] на три подсвиты. Нижняя (1000-2500 м) сложена хлоритовыми парасланцами по терригенным породам. Средняя тольца (1500-2000 м) представлена актинолитовыми, эпидотовыми и хлоритовыми ортосланцами, развитыми за счет эффузивов (порфиритоиды), а в основном – по туфам и туфопесчаникам. Кроме того, в тольце присутствуют парасланцы, прослои и горизонт мраморизованных известняков, иногда мощных (кибик-кордонский мрамор), местами – горизонты железистых кварцитов и гематитовых сланцев, очень редко встречаются празинитовые сланцы. Верхняя подсвита (более 1500 м) сложена хлоритовыми парасланцами и актинолитовыми ортосланцами. Следует отметить, что подсвиты джебашской свиты по площади закартированы далеко не везде. Г.Г. Семенов на западе синклинория разделил джебашскую свиту на две части, а И.Н. Казаков [1967а] назвал их тебинской (описанная выше дижняя подсвита) и уртеньской (средняя и верхняя подсвиты) свитами.

Амыльская свита откартирована [Херасков, 1970] на востоке Западно-Саянского синклинория в бассейнах рек Он, Амыл, верховьях р. Ус. Эта свита представлена в бассейне Амыла в основном ортосланцами, порфиритоидами, в меньшей степени — хлоритовыми парасланцами. В виде прослоев встречаются мраморы и кварцитовые сланцы. Следует отметить, что в этом районе нередко наблюдаются глаукофановые сланцы. По преобладающему составу пород свита делится на нижнюю подсвиту — в основном парасланцевую — и верхнюю — преимущественно ортосланцевую. Западнее, в бассейнах рек Он и Ус, количество ортосланцев заметно уменьшается; они слагают отдельные прослои и пачки. Мощность амыльской свиты составляет 3000—4000 м.

Сюткольская свита описана Г.М. Владимирским и М.А. Черноморским [1959, 1961] на левобережье р. Хемчик, где она представлена зелеными хлоритовыми парасланцами с прослоями метаморфизованных песчаников в средней части. В сланцах нередко наблюдается высокое содержание эпидота. Это позволяет предполагать, что часть сланцев развивалась по туфопесчаникам. Мощность свиты около 4000 м. Взаимоотношения с нижележащей чингинской свитой не установлены, так как повсюду они проходят по разломам. Вполне вероятно, что нижною часть сютхольской толици этого района следует параллелизовать с амыльской свитой, тем более что в той же полосе метаморфических

сланцев, но восточнее, в районе р. Урбун, среди хлоритовых парасланцев В.В. Беззубцев, Г.Г. Семенов и автор наблюдали мощные пачки актинолитовых и эпидотовых ортосланцев, реже – порфиритоидов.

В районе р. Амыл к нерасчлененным сютхольской и ишкинской свитам отнесена толща сильнометаморфизованных песчаников, возможно, залегающих с небольшим несогласием на амыльской свите. В районе р. Ои сютхольская свита представлена хлоритовыми сланцами.

И ш к и н с к а я с в и т а развита повсеместно по бортам Западно-Саянско-го синклинория и представлена обычно зелеными сильнометаморфизованными песчаниками, содержащими прослои метаморфизованных алевролитов и клоритовых сланцев. На хребте Хор-Тайга Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский [1961] обнаружили прослои красных пьемонтитовых сланцев и кварцитов. Мощность ишкинской свиты колеблется от 500 до 4000 м. Возраст свиты определяется условно ее стратиграфическим положением.

Таким образом, в основании мощного терригенного комплекса в Центрально-Западно-Саянском синклинории выделяются метаморфизованные терригенные и вулканогенные породы, разделяемые на амыльскую, сютхольскую и ишкинскую свиты. Следует отметить, что деление это в достаточной мере условно в связи с тем, что метаморфизм пород от места к месту изменяется, количество вулканогенных пород в разных местах различно.

Возраст топц метаморфических сланцев до последнего времени является дискуссионным. Важность определения их стратиграфического положения для правильного понимания основных вопросов строения и развития Западного Саяна трудно переоценить, в связи с чем остановимся на этой проблеме подробнее.

А.Г. Сивов [1944] считал метаморфические тольци докембрийскими, наиболее древними из обнажающихся в Западном Саяне. Эту точку зрения поддерживают А.П. Щеглов [1961], В.П. Коробейников [1971] и В.М. Исаков [1974], а также М.А. Черноморский [1965], ранее считавший их верхнекембрийскими. В.В. Богацкий [19616] считает, что метаморфические спанцы образовались по тольцам пород разного возраста — от докембрия до ордовика.

И.К. Баженов [1934] при первых исследованиях Западного Саяна считал метаморфические сланцы ордовикскими, залегающими выше кембрийских образований. В целом эту точку зрения о положении сланцев выше нижнего кембрия подтвердили при среднемасштабной геологической съемке Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский [1959], Л.П. Зоненшайн [1963], Е.Н. Станкевич, автор и другие геологи—съемщики, относившие метаморфические сланцы в Центрально—Западно—Саянском синклинории к среднему и верхнему кембрию, а метаморфические сланцы Джебашской зоны — к докембрию.

Автор, проводивший специальные исследования [Херасков, 1970], пришел к выводу о положении метаморфических сланцев стратиграфически выше венд-нижнекембрийских толщ и о принадлежности их к нижнему-среднему кембрию. Этот вывод сделан на основании ряда наблюдений и сопоставлений.

Наиболее хорошо возраст метаморфических сланцев доказывается в Центрально-Западно-Саянском синклинории. На его крайнем востоке, в верховьях р. Амьш, на горе Победа (фиг. 2 вкл.) наблюдается сжатая антиклиналь, в ядре которой обнажаются серые, темно- и зелено-серые филлиты, глинисто-кремнистые сланцы, микрокварциты, покровы спилитов, превращенных в ортосланцы, зеленые парасланцы. Кроме того, встречаются мелкие тела гипербазитов. Эта толща является типичной чингинской свитой венда-нижнего кембрия. На крыльях антиклинали залегают зеленые актинолитовые ортосланцы, хлоритовые парасланцы, буроватые слюдистые кварциты, среди которых наблюдаются прослои темносерых фтанитов и углисто-кремнистых сланцев. Таким образом, в районе горы Победа наблюдается постепенный переход между чингинской и амылыской свитами.

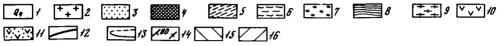
В 20 км к северо-западу от востока Куртушибинского горста в районе устья р. Кална (фиг. 3) картируется небольная синклиналь, сложенная зеле-

¹ Фиг. 2, 11, 13, 14, 16 см. на вкладке.



Фиг. З. Характер налегания амыльской свиты среднего кембрия на чингинскую свиту нижнего кембрия по р. Амыл в районе устья р. Калны

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты; 3 — сипурийские песчаники; 4 — гипербазиты; 5 — хлорит-карбонатно-кварцевые сланцы; 6 — кварцитовые сланцы; 7 — конгломераты; 8 — глинисто-кремнистые сланцы; 9 — микрокварциты; 10 — основные эффузивы, превращенные в метаморфические сланцы и порфиритоиды; 11 — туфы основного состава, превращенные в метаморфические сланцы; 12 — разломы; 13 — литологические границы; 14 — элементы залегания; свиты; 15 — амыльская, 16 — чингинская



ными хлоритовыми и серицитовыми парасланцами, зелеными актинолитовыми ортосланцами и порфиритоидами амыльской свиты. В основании свиты просленивается пачка (250-300 м) бурых и серых слюдистых кварцитов, образованных по песчаникам, среди которых часто встречаются линзы конгломератов, иногда валунных, с галькой черных фтанитов и светлых кварцитов. Под этой базальной пачкой амыльской свиты залегают метаморфизованные спилиты, темно-серые кремнистые сланцы и фтаниты чингинской свиты. В связи с очень сжатой складчатостью в обеих свитах угловое несогласие между ними можно только предполагать, но налегание амыльской свиты на чингинскую с размывом не вызывает сомнения.

Во многих местах Центрально-Западно-Саянского синклинория удается наблюдать, как метаморфические сланцы вверх по разрезу постепенно сменяются менее метаморфизованными терригенными породами кемтерекской свиты верхнего кембрия. Это видно, например, в районе Большого Порога на Енисее, в районе станции Буйбы на тракте Абакан – Кызыл, в районе устья р. Ус и во многих других местах. Наиболее показателен в этом отношении район бассейна р. Манчурек на юге Западного Саяна (фиг. 4), где в едином прекрасно обнаженном разрезе удается наблюдать мощную терригенную толицу, в основании которой породы превращены в метаморфические сланцы, в средней части они умеренно метаморфизованы, а в верхней, наименее метаморфизованной части Е.В. Владимирской [Владимирская и др., 1967] собрана фауна ордовика.

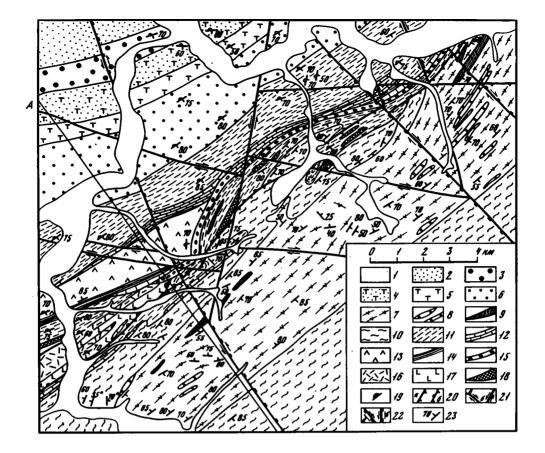
Таким образом, в Центрально-Западно-Саянском синклинории несомненно устанавливается залегание метаморфических сланцев выше чингинской свиты венда-нижнего кембрия и ниже терригенных толц, содержащих в верхах фауну ордовика. На основании этих данных и по сопоставлению с неметаморфизованными образованиями арбатской серии северного склона Западного Саяна и с аласугской свитой Восточной Тувы возраст метаморфических толщ определяется как нижний-средний кембрий.

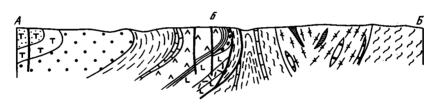
Менее четко доказывается возраст метаморфических пород джебашской свиты в Джебашском синклинории, где отсутствуют вышележащие слабомета-морфизованные отложения. Однако и там, в районе левых притоков р. Джебаш (фиг. 5), удалось наблюдать постепенный переход между чингинской и джебашской свитами. Там по водоразделу речек Сартабай и Паисов темно— и зелено—серые филлиты, черные фтаниты и кремнистые сланцы чингинской свиты сменяются выше зелеными хлоритовыми парасланцами, среди которых наблюданотся прослои черных фтанитов и зеленых порфиритоидов (джебашская свита).

Восточнее, в верховьях р. Турунташ, В.П. Коробейников [1969] и В.И.Иса-ков выделили аляшкинскую толщу, сложенную конглюмератами с галькой кварщитов, зелеными хлоритовыми и серыми углисто-хлоритовыми сланцами. Эта толща залегает между пара— и ортосланцами джебашской свиты и чингинской

| тро синклина | ли | |
|--------------|---------------|--|
| | 600- 700 | Блансукская свита. Зеленовато-серые алевросланцы и песчаники, ритмично переслаивающиеся |
| | 1400 1500 | Зелено-серые мелко и среднезернистые песчаники с тонкими прослоями зеленых алевросланцев. На противоположном крыле синклинали в прослое известняка фауна брахиопод ордовика |
| | 350 | Зелено-серые и сиреневые песчаники |
| | 200 | Зелено-серые песчаники и алевросланцы |
| | 900- 950 | Зелено-серые песчаники и алевросланцы Зеленовато-серые, серые, сиренево-серые мелко- и средне- |
| | 550- 600 | Зелено-серые мелко- и среднезернистые посчаники |
| | 1000- 1100 | Зелено-серые средне-, мелко- и крупнозернистые песчаники; в основании рассланцованные гравелиты |
| | 2500 2700 | Зелено-серые мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями сиренево-серых алевросланцев и песчаников В в развитительной в развитительной в развитительной в развитительной в развитительного |
| | 700- 750 | Желко- и среднезернистые метаморфизованные псечаники, в низах прослои сиреневых сланцев |
| | 150 | Крупно- и среднезернистые песчаники |
| | 600 - 650 | Метаморфизованные мелко- и среднезернистые песчаники, прослои зеленых филлитов |
| | 200 | Среднезернистые песчаники |
| | 150 | Крупно- и среднезернистые песчаники |
| ~ ~ ~ | 250 | Крупно- и среднезернистые песчаники Мелкозернистые песчаники и хлоритовые сланцы Хлоритовые сланцы с пролоями песчаников |
| | 300 | Хлоритовые сланцы с пролоями песчаников |
| | 650- 700 | Сютхольская свита. Альбит-кварц-хлоритовые сланцы, нередко с карбонатом |
| Разлом | | 300 |

Фиг. 4. Разрез по р. Манчурек верхов формации зеленых туфов, зеленой флишоидной формации, пестроцветной флишоидной формации (общая мощность 10-11 км)





Ф и г. 5. Геолого-литологическая карта мендуречья Джебаш - Чехан

 1 – четвертичные отложения;
 2, 3 – средний кембрий, курчепская свита: 2 - вторая пачка - песчаники, алевролиты, 3 - первая пачка - песчаники и гравелиты, в том числе "гранитоподобные"; 4-6 - нижний-средний кембрий, чеханская свита: 4 - верхняя подсвита - туфопесчаники, песчаники, алевролиты, 5 - средняя подсвита - туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, 6 - нижняя подсвита - песчаники, алевролиты, туфопесчаники; 7-10 - нижний-средний кембрий, джебашская свита: 7-9 - средняя подсвита: 7 - ортосланцы, порфиритоиды, парасланцы, 8 — мраморизованные известняки, 9 — кварцитовые сланцы, 10 - нижняя подсвита - парасланцы, реже ортосланцы, прослои кремнистых сланцев и фтанитов; 11-18 - венд-нижний кембрий, чингинская свита: 11 - глинисто-кремнистые сланцы, филлиты, песчаники, 12 - известняки, 13 зеленые туфы, туфобрекчии, туфопесчаники порфиритов, 14 - кремнистые сланцы, 15 — конглюмераты, 16 — кварцевые кератофиры, 17 — диабазы, 18 — микрокварциты, фтаниты; 19 — фрагмент шарыяжа; 20 — взбросы: a — в нор мальном залегании, δ — опрокинутые; 21 — сдвиги: a — правые, δ — левые; 22 — взбросо-сдвиги: a — правые, b—левые; 23 — элементы залелания

свитой. В.П. Коробейников и В.И. Исаков считают, правда, разрез в этом месте перевернутым и относят джебашскую свиту к докембрию.

На юге Джебашского синклинория в зоне Борусского разлома Г.Г. Семенов (устное сообщение) в 1974 г. обнаружил участки, где метаморфические и неметаморфизованные породы участвуют в единых складчатых структурах; поэтому он считает возможным сопоставлять джебашскую свиту указанных районов с неметаморфизованными толщами, относимыми им к ордовику, а автором данной работы – к кембро-ордовику. На основании приведенных данных и по сопоставлению с метаморфическими и неметаморфизованными толщами других районов Западного Саяна и Тувы возраст джебашской свиты устанавливается как нижне-среднекембрийский.

Для метаморфических сланцев проводились довольно многочисленные определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом. В книге "Геокронология СССР" [1973] сведены эти данные. К сожалению, определения проводились в основном по породе, при этом получились весьма противоречивые результаты: наиболее древние цифры 531, 556, 893 млн. лет – для пород джебашской свиты, 539, 1070 млн. лет – для пород сютхольской свиты и 594 млн. лет – для гнейса в районе Колдарской интрузии на крайнем востоке Джебашского синклинория. На этих цифрах основываются сторонники докембрийского возраста метаморфических сланцев. Однако определения абсолютного возраста по слюдам четко указывают на среднепалеозойский возраст метаморфизма пород, так как имеются определения из сланцев джебашской свиты по серищиту и биотиту: 284, 348, 364 млн. лет. Вряд ли можно доверять определениям абсолютного возраста метаморфических пород по "валу".

Спедует отметить, что аналогичные толщи метаморфических сланцев широко развиты на востоке Горного Алгая, в частности в Чулышманской складчато-тлыбовой зоне. Там А.Б. Дергунов [1967] наблюдал падение метаморфизма пород вверх по разрезу в зеленоцветных терригенных образованиях и установил кембрийский возраст метаморфических сланцев.

Таким образом, на наш взгляд, в настоящее время имеются достаточные основания для отнесения метаморфических пород Западного Саяна к нижнемусреднему кембрию. При этом обычно смущает более сильный метаморфизм рассматриваемых пород по сравнению с лежащими стратиграфически ниже породами чингинской свиты. Это объясняется в основном первичным составом метаморфических сланцев, которые образовались в основном по туфам, грауваккам и тонкообломочным породам андезитового состава, легче пордающимся метаморфизму по сравнению с существенно кремнистыми породами нижележащей чингинской свиты. Следует отметить, что, когда в чингинской свите появляются мощные пачки туфов и граувакк, они также превращаются в пачки зеленых метаморфических сланцев. Таковы эпидотовые, актинолитовые и глаукофановые сланцы аналогов чингинской свиты в районе р. Урбун (аккольская свита) или пачки порфиритоидов и актинолитовых сланцев в верхней части чингинской свиты в районе горы Победа. Следует отметить, что нередко встречаются и более молодые метаморфические сланцы, образованные, например, по глинистым сланцам силура, что хорошо видно по дороге Абаза - Актоврак.

Вероятно, в метаморфизме рассматриваемых толиц большую роль играли тектонические движения. Так, в настоящее время метаморфические сланцы в большинстве случаев обнаруживаются под тектоническими покровами, сложенными породами офиолитовой ассоциации (чингинская свита).

Аласугская свита развита по юго-восточному краю Западного Саяна, спагая борта Тувинского прогиба. К востоку от Западного Саяна, в бассейне р. Систиг-Хем, В.Н. Чучко, Я.В. Сарбаа и В.К. Шульга [1969] расчленили ее на иргитхемскую свиту (\mathfrak{C}_2) туфоконгломератов и конгломератов, ончанскую свиту (\mathfrak{C}_{2-3}) алеврочитов, аргилиитов, алевро-песчаников и чашпынскую свиту (\mathfrak{C}_3) ритмичной перемежаемости конгломератов, песчаников, алевролитов и алевро-песчаников. Для всех пород характерен зеленый цвет. Среди терригенных пород встречаются небольшие линзы известняков, содер-

жащих фауну трилобитов среднего кембрия в иргитхемской свите и верхнего кембрия в верхах ончанской. На востоке аласутская свита согласно налегает на вулкано-территенную верхнюю часть хамсаринской серии венда-нижнего кембрия, а на востоке несогласно лежит на чингинской свите Куртушибинского горста. Мощность аласутской свиты 3000—3500 м.

Юго-западнее аласугская свита обнажается в отдельных тектонических клиньях и ядрах структур. Она становится более мелкообломочной, исчезают конгломераты и преобладают алевролиты и алевропесчаники зеленого, реже – лилового цвета.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ-ТРЕМАЛОК

Кемтерекская свита широко развита по обоим бортам Западно-Саянского синклинория и обычно выделялась под названием аласутской свиты. Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский [1961] выделили ее впервые в Западном Саяне, предполонив, что она непосредственно прослеживается из Северо-Восточной Тувы, где аласутская свита датировалась как верхний кембрий-тремадок. Однако В.Н. Чучко и др. [1969] на основании богатых сборов фауны археоциат и трилобитов отнесли аласутскую свиту Тувы к среднему и верхнему кембрию. Это не позволяет признать сопоставления Г.М. Владимирского и М.А. Черноморского и вынуждает искать для соответствующих отложений в Западном Саяне другое название. Кемтерекская свита (формация) впервые была выделена А.Г. Сивовым [1948], затем выделялась И.Н. Казаковым в основании терригенного комплекса.

Кемтерекская свита представлена зелеными песчаниками, обычно мелкозернистыми, зелеными и сиреневыми алевросланцами. В этих породах в отличие от нижележащих наблюдается четкая градационная споистость. Возраст кемтерекской свиты на основании стратиграфического положения определяется как верхнекембрийский, мощность свиты колеблется в пределах 1200-2700 м.

В районе р. Оны, по данным П.С. Антонова и А.И. Науменко (которые относят толицу к ордовику), в кемтерекской свите среди ритмично чередующихся, преимущественно зеленых терригенных пород залегают отдельные потоки дацитов, андезито-дацитов и андезитов, прослои их туфов.

Иньсукская свита представлена в основном зелеными песчаниками, среди которых наблюдаются пачки флиционного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов зеленого цвета. Мощность свиты 2000—2500 м.

Условно к верхнему кембрию-тремадоку, вероятно, следует отнести грубообломочные толци, залегающие в виде тектонических клиньев в зонах разломов. Они обнаружены к востоку от горы Изых (Джебашский разлом) и в
Борусской зоне, в районе хребта Стан-Таскыл [Исаков, Коробейников, 1969],
а также в верховьях р. Большой Кашкарет. Толщи представлены зеленосерыми конгломератами, часто валунными и глыбовыми, реже - гравелитами
и песчаниками. В конгломератах наблюдаются галька, валуны и слабоокатанные глыбы кварцитов, известняков, кремнистых сланцев, гипербазитов.
В районе горы Изых отмечались крупные глыбы известняков и гипербазитов,
которые в условиях плохой обнаженности легко принять за линзы известняков
и "интрузии" гипербазитов. Это сближает их с опистостромами, но они, к
сожалению, изучены недостаточно, и возраст их определяется весьма условно.

ОРДОВИК

Ордовижские отложения широко развиты в Западно-Саянском синклинории, где они согласно залегают на кембрийских. Кроме того, в Куртушибинском антиклинории ордовикские отложения несогласно лежат на разных толщах венд-кембрийского возраста. Условно можно отнести к ордовику зеленые контиомераты с галькой эффузивов и плагиогранитов в районе пос. Абаза (по А.П. Левертову), где они залегают в мелких грабенах, а также красноцветные

туфы, контломераты и андезиты в грабенах на крайнем западе Джойского синклинория и по его южному краю.

В Центрально-Западно-Саянском синклинории к востоку от Енисея на основании среднемасштабных съемок [Зоненшайн, 1962a, 1963] ордовикские образования делятся на четыре свиты.

Еркырская свита представлена пестроцветными флицоидными песчано—алевролитовыми породами. На севере синклинория в районе Енисея в них наблюдаются прослои андезитовых порфиритов и их туфов. Мощность свиты колеблется от 1000 до 2500 м. В бассейне р. Карынсук в свите найдена фауна брахиопод, минанок, трилобитов [Зоненшайн, 1963].

Оржакская свита сложена лиловыми и красными разнозернистыми ритмичнослоистыми песчаниками мощностью 500−1500 м_•

Блансугская свита представлена ритмично чередующимися зелеными песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью 700-1500 м.

Узунсугская свита слагается зелеными известковистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и известково-глинистыми сланцами, бурыми мергелями, песчанистыми известняками. Верхняя часть свиты иногда становится пестроцветной, и тогда она выделяется в карагурекскую свиту, распространенную на ограниченной площади. Мощность узунсугской свиты 500-1700 м.

В западной части Западного Саяна ордовикские образования обычно делятся на две части или три толщи, условно сопоставляемые с описанными выше свитами.

Возраст описанных пестроцветных терригенных отложений определяется на основании редких находок остатков фауны [Задорожная, 1961; Владимирский, 1967]. В районе р. Манчурек на водоразделе рек Ак-Адир и Кургу-Адир в оржакской свите Е.В. Владимирская [Владимирская и др., 1967] в прослое известняков собрала фаунистические остатки, из которых ею определены минанки: Nicholsonella povaris Modz., N. aff. polaris Modz., N. aff. pulchre Ulr., Batostoma akadyriki Modz. sp. nov., Bartynika Modz. sp. nov., Homotrypella sp., H. aff. aperta Astr., H. aff. astricta Astr., H. elenae Astr. sp. nov., Ceramopora sp., C. grandis Modz. sp. nov., Stellipora sp., S. mantchurckensis Modz. sp. nov., Holpora sp., Eridotrypa sp., Phaenopora sp. и брахиоподы: Camarotoechia sp., Dinorthidae sp.

Из сборов А.И. Науменко в тех же известняках А.В. Ефимова определила мппанки: Holopora subnodosa Ulrich., Nicholsonella sp., Stellipora sp., Phaenopora erecta Nech., Monotripa sp., a М.И. Павлова — коралиы: Parabrachilasma virgulta Tchern.

В верховьях р. Ак-Суг О.А. Безруков собрал остатки брахиопод: Dalmanella sp., Stegorhynchella angaciensis Tchern., Camarotoechia sp. (определения Е.В. Влади-мирской и А.И. Науменко). В бассейне р. Кырынсук, правого притока Енисея[Зоненшайн, 1963], в еркырской свите собраны остатки трилобитов ордовика: Chlirurus sp., Carinopige sp., Sphaerexochus (?) sp., Homotelus sp., Asaphidae, Illaenus sp.

нижний силур

Нижнесилурийские отложения развиты в основном в наиболее погруженной западной части Центрально-Западно-Саянского синклинория, где они залегают согласно, с постепенным переходом на ордовикских. В центральной части синклинория и по его бортам нижнесилурийские толици лежат несогласно на ордовикских и кембрийских. К силуру относятся две свиты — онинская и таслинская, хорошо прослеживающиеся почти повсеместно.

Онинская свита представлена известняками, известковыми песчаниками, алевролитами и мергелями. Количество известняков в разных разрезах различно, но они определяют облик свиты. Мощность свиты достигает 1500-2500 м в осевой зоне синклинория и 600-700 м в его прибортовых частях, где развиты в основном известняки. Возраст свиты определяется как лландовери-низы венлока [Науменко, 1969] на основании находок богатой фауны брахиопод, кораллов и трилобитов. Таслинская свита сложена главным образом зелеными, реже липовыми филитами, глинистыми сланцами, нередко превращенными в хлоритовые сланцы. Местами встречаются липовые и зеленые песчаники, алевролиты, редко известковистые конгломераты и известняки, содержащие фауну венлокского облика. Мощность свиты колеблется от 300 до 2000 м.

Своеобразные разрезы ордовик-сипурийских отложений наблюдаются на крайнем западе Западно-Саянского синклинория на водоразделе рек Она, Алаш, Ак-Суг. Там П.С. Антоновым [1963, 1972а] описаны мощные (до 10 км), существенно вулканогенные толщи, разделенные им на ряд свит, которые вначале он [Антонов, 1963] все отнес к верхнему силуру, а потом [Антонов, 1972а] — только верхнюю купхольскую свиту. Вопрос о возрасте нижележащих свит весьма спорен, и их трудно сопоставить с отложениями внутренних частей Западного Саяна, где им, вероятно, будут соответствовать описанные выше ордовикские и силурийские толщи.

Позарымская свита представлена пестроцветной толщей песчаников, алевролитов и аргилимов, среди которых в основном в верхах свиты появляются две пачки по 150-200 м пестроцветных литокластических туфов, туфолав, фельзитов и кварцевых порфиров. Мощность свиты 2600 м.

Кулогашская свита сложена ритмичнослоистыми алевролитами, песчаниками, аргиллитами, содержащими прослои известняков с фауной лудлова (?) плохой сохранности. Мощность свиты 2200-2300 м.

Мунчашкольская свита в нижней части представлена в основном красно-бурыми, серыми, желтыми фельзитами, туфами, туфопесчаниками, переслаивающимися с красноцветными алевролитами, сланцами и песчаниками. Верхняя часть свиты слагается красноцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами. Мощность свиты 1300 м.

Карагошская свита сложена пестроцветными, в основном серыми и зелеными, вверху сильноизвестковистыми алевролитами, песчаниками, сланцами, содержащими в нижней и верхней частях отдельные пачки кварцевых порфиров и их туфов. В верхней части свиты наблюдаются линзы органогенных известняков, из которых А.И. Науменко определил лудловских табулят, А.В. Санжара и Е.В. Владимирская — лудловских брахиопод. Мощность 2000—2100 м.

ВЕРХНИЙ СИЛУР

Верхнесилурийская вулканогенная купхольская свита надстраивает описанный выше ряд вулканогенно-осадочных свит. Кроме того, верхнесилурийские отложения (шиштыкская свита) известны на востоке Западного Саяна по краям Усинской впадины и на юге Западного Саяна в Чулаксинском грабене.

Купхольская свита представлена в основном красноцветными и сероцветными фельзитами и кварцевыми порфирами и их туфами. В средней части толщи наблюдается пачка мергелей 5-120 м, в которых Н.А. Донов нашел фауну плохой сохранности криноидей и брахиопод силурийского возраста. В качестве прослоев в толще вулканитов встречаются красноцветные и серые конгломераты, туфоконгломераты и туфопесчаники, образующие в основании свиты базальный горизонт, залегающий несогласно на карагошской и кулогашской свитах. В районе горы Кызыл-Тайга и оз. Куп-Холь свита на 94,5% состоит из вулканитов [Антонов, 1972а]. Мощность свиты 1900-3000 м.

Шишты кская свита представлена в Чулаксинском грабене пестроцветными буровато-зелеными, красно-бурыми, серыми песчаниками и алевролитами, содержащими также прослои известняков с пупловской фауной брахиопод. В основании свиты наблюдаются базальные красноцветные конгломераты, лежащие с резким угловым несогласием на разных свитах ордовика. Мощность свиты 500-600 м.

В Усинской впадине шиштыкская свита представлена пестроцветными песчаниками, алевролитами, реже – конгломератами, залегающими резко несогласно на различных свитах кембрия. В подчиненных прослоях известняков собраны многочисленные остатки фауны [Владимирская и др., 1967].

нижний-средний девон

К нижнему и среднему девону относятся вулканогенные толци, сложенные в основном кислыми эффузивами и в меньшей степени — андезитами. Эти толщи встречаются в небольших впадинах и грабенах, вытянутых цепочкой вдоль южного борта Западно-Саянского синклинория. Они сопоставляются с быскарской серией Минусинской впадины. В верховьях р. Оны П.С. Антонов [1963] обнаружил красноцветные песчано-конгломератовые образования, залегающие несогласно на силурийских вулканогенных толщах и содержащие нижнедевонскую флору.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН-НИЖНИЙ КАРБОН

К верхнему девону и нижнему карбону относятся пестроцветные песчаники, гравелиты и конгломераты мощностью 1100–1500 м, развитые в Усинской впадине, где они Н.Н. Предтеченским и М.В. Дуранте разделены на любанцовскую и араданскую свиты франского возраста, фаменскую иджимскую и турнейскую узюпскую свиты. В араданской свите обнаружены остатки рыб франского возраста.

магматические породы

В Западном Саяне развиты массивы гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Венд-нижнекембрийский актовракский комплекс гипербазитов и габброидов в Западном Саяне изучен очень слабо. Если петрохимические особенности гипербазитов в общих чертах выяснены и в обобщенном виде приведены в сводных работах Г.В. Пинуса и Ю.Н. Колесника [1966], то строение массивов и особенно взаимоотношения гипербазитов и габброидов исследованы совершенно недостаточно.

Наиболее изучены массивы ультраосновных и основных пород по северному склону Западного Саяна, где развиты главным образом наибольшие тела. На западе наиболее крупные тела Лысогорский и Шаманский обследовались И.М. Волоховым и В.М. Ивановым [1963, 1968; Иванов, Волохов, 1968; Иванов, 1971; Иванов и др., 1971].

Лысогорский массив округлый, четко стратифицированный, с падением "пластов" по краям массива под углами 50-70°, а в центральных частях более пологими, вплоть до горизонтального залегания. Края массива сложены ультраосновными породами (дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, вебстеритами, диаллагитами), более внутренние части представлены норитами, габбро-норитами, а в центре массива обнажаются роговообманковые габбро, анортозиты, горнблендиты, диориты. Изменение состава от периферии к центру массива происходит не постепенно, а резко, так как наблюдается ритмичность в строении "пластов", причем каждый ритм начинается основной разностью пород и кончается относительно кислой; в то же время от ритма к ритму к центру массива падает основность пород. Экзоконтактовые изменения весьма незначительны.

Более крупный Шаманский массив имеет в общем аналогичное строение, но там, с одной стороны, больше ультраосновных разностей, а с другой – появляются кварцевые диориты, плагиограниты и дайки микроклиновых гранитов. Появленение кислых разностей пород И.М. Волохов и М.В. Иванов [1968] связывают со значительно более поздними аллометаморфическими изменениями габброидов и вмещающих пород. С другой стороны, развитые здесь плагиограниты ничем не отличаются по химизму и внешнему облику от краевых фаций Майнской трондьемитовой интрузии и развитых во вмещающей толще кварцевых кератофиров [Халфин, 1963]. Кроме того, по северному склону Западного Саяна известны более молодые, предположительно ордовикские плагиограниты. Несомненно, вдоль Джойского шовного горста проходили многократные процессы

мютаморфизма и метасоматоза. Этот процесс происходил в кембрии, так как абсолютный возраст биотитов (три определения), связанных с метасоматической переработкой габброидов (из биотитизированного габбро-норита, кварцевого диорита), показывает время биотитизации 410, 495 и 498 млн. лет [Иванов, Волохов, 1968].

На крайнем востоке Западного Саяна картируется крупный Эргакский гипер-базитовый массив и рядом — Булкинская расслоенная интрузия габброидов. Изучавшие Эргакский массив С.П. Бобров [1964] и Ю.М. Коллеганов [1966] установили наземными магнитометрическими наблюдениями, что южный контакт массива имеет крутое южное падение, а остальные контакты полого (30-50°) падают к центру массива. В приконтактовых зонах (300-500 м) развиты серпентиниты, причем по южному контакту отмечается их рассланцевание и меланжирование. Внутренние части массива представлены гарцбургитами, в меньшей степени — верлитами и лерцолитами, среди которых отдельными полосами развиты дуниты, преобладающие в центре массива. В перидотитах наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием крупно— и мелкозернистых разностей. И полосчатость, и "пласты" дунитов имеют падение к центру массива.

В 0,5-2 км восточнее располагается Булкинский массив расслоенных габброидов, сложенный, по данным В.М. Немцовича [Абрамович и др., 1973], по краям габбро-амфиболитами, а в центральной части – норитами, габбро-норитами и главное – габбро-анортозитами и анортозитами. В краевых частях массива встречаются набольшие линзы пироксенитов, верлитов и оливинитов. Массив отличается четкой расслоенностью, которая по краям имеет крутое падение, а в центре – субгоризонтальное.

По мнению В.М. Иванова и др. [1971], все рассмотренные выше массивы габброидов относятся к комплексу единой верхнекембрийской габбро-пироксенит-дунитовой формации, но вполне вероятен их более древний возраст.

Борусский крупный гипербазитовый массив почти не изучен. В его центральной части М.И. Юдин [1957, 1959] обнаружил полосчатую структуру в гипербазитах, выраженную чередованием свежих дунитов с оталькованными и серпентинизированными перидотитами. В дунитах наблюдаются обособления энстатититов. Автор приходит к выводу о метасоматической природе полосчатого комплекса. Интересно, что в данном случае полосчатость имеет вертикальное и меридиональное простирание, совершенно не считающееся с современными контурами массива. Это позволяет предполагать, что Борусский массив является оторванной частью фундамента геосинклинального комплекса, обладавшего складчатой структурой. С Борусским массивом почти не связаны габроиды. Очень интересны в генетическом отношении упомянутые М.И. Юдиным [1959] мелкие тела альбититов.

В Куртушибинской зоне развит ряд крупных и бесчисленное количество мелких гипербазитовых массивов. Наиболее изученным является Иджимский массив, расположенный в верховьях левых притоков верхнего течения р. Ус (фиг. 6). Этот массив, по данным В.П. Еремеева и А.К. Сибилева [1969, 1970; Еремеев, и др., 1968], Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономаревой [1976], П.П. Кузнецова [1976] и автора, в северной части имеет ядро, сложенное полосчатым дунитгарцбургитовым комплексом. Ядро окружено зоной гарцбургитов. Западный контакт массива проходит по разлому, а на восток от зоны гарцбургитов идет зона лерцолитов и верлитов. Структурно выше залегают расслоенные габброиды, представленные линзами габбро-норитов, габбро, троктолитов, клинопироксенитов, верлитов. Структурно выше наблюдается комплекс зеленокаменно-измененных габбро-диабазов, которые слагают крупные и мелкие дайки, расположенные параглельно. Между дайками в виде мелких редких линз зажаты габбронориты и клинопироксениты, аналогичные нижележащим. Предполагается, что габбро-диабазы являются подводящими каналами для базальтов чингинской свиты, и П.П. Кузнецов [1976] описывает в верху "слоя" габбро-диабазов линзы и ксенолиты эффузивов и осадочных пород.



Фиг. 6. Геологическая карта верховьев рек Коярд, Ореш, Омул, Стерлиг (составлена по материалам В.Ф. Токунова, Я.В. Сарбаа и маршрутных исследований автора; гипербазиты расчленены по В.П. Еремееву и А.К. Сибилеву [1969])

1— четвертичные отложения; 2— девон-каменноугольная моласса; 3— девонские субвулканические андезито—базальты; 4— девонские граниты; 5— девонские эффузивы; 6— ордовикские и силурийские молассовые отложения; 7— средний кембрий, аласугская свита— конпломераты, песчаники, туфы, алевролиты; 8— нижний—средний кембрий, амыльская свита— хлоритовые парасланцы и актинолит—эпидотовые ортосланцы, линзы известняков; 9— нижне-кембрийские габброиды; 10— венд— нижний кембрий, чингинская свита— кремнистые и глинистые сланцы, кварциты, известняки, зеленокаменные эффузивы; 11-13— комплекс гипербазитов: 11— серпентиниты, 12— лерцолиты и верлиты, 13— пунит—гарцбургитовый полосчатый комплекс; 14— разломы: 4— ебросо—сдвиги и сдвиги, 40— взбросы и взбросо—сдвиги, 40— надвиги и шарьяни; 415— элементы залегания

В восточной части Западного Саяна (район верховьев р. Амыл), по наблюдениям автора, наряду с распространением крупных массивов гипербазитов
широко развиты габброиды, причем встречаются две их разности. Одни представлены сильнососсюритизированными роговообманковыми габбро и габбродиоритами с очень неравномерной зернистостью, с "пегматоидными" выделениями крупнозернистых габбро, другие имеют свежий облик, равномерную
среднезернистую структуру и наряду с роговой обманкой содержат авгит.
Первая разность габброидов имеет с гипербазитами сложные контакты, возможно
метасоматические, а вторая слагает четко очерченные тела, по-видимому
имеющие рвущие контакты как с габброидами первого типа, так и с вмещающими
венд-нижнекембрийскими толицами.

Отсутствие активных контактов гипербазитов с вмещающими породами и широкое развитие рассланцевания, а иногда и меланжа по контактам заставляет предположить, что крупные блоки гипербазитов были перемещены в поверхностные условия в результате тектонических движений по шарьяжам или в ядрах гигантских складок (данные о шарьяжах приведены в разделе "Тектоника").

Кроме крупных гипербазитовых массивов, в Западном Саяне и в соседних районах Тувы широко развиты мелкие тела рассланцованных серпентинитов, часть которых образует несомненные протрузии, внедряющиеся, по наблюдениям П.А. Никитчина [Никитчин, Рогов, 1972], В.В. Беззубцева, Г.Г. Семенова и автора, по разломам в породы кембрия—ордовика и силура.

Мелкие серпентинитовые тела и зоны меланжа трассируют доордовикские шарьяжи, смятые в складки. Автору удалось наблюдать типичный меланж в верховьях р. Урбун на юге Западного Саяна. Вероятно, не все мелкие послойные тела серпентинитов можно объяснить протрузивными явлениями. Некоторые данные [Никитчин, 1972] позволяют ставить вопрос об эффузивной природе мелких серпентинитовых тел.

Время выведения гипербазитовых тел на поверхность определяется их четкой приуроченностью к венд-нижнекембрийской чингинской свите; первая галька серпентинитов содержится в этой же свите [Зайков, Зайкова, 1969], а в массовом количестве она появляется в среднем кембрии [Кузнецов, 1953; Щеглов, Богонибова, 1970].

Время формирования гипербазитов и габброидов установить трудно. Несомненна генетическая и временная связь габбро-диабазов с вендскими базальтами чингинской свиты. Гипербазиты и габброиды являются более древними, так как прорваны дайками диабазов, однако их окончательное становление, вероятно, происходило также в венде.

Нижнекембрийский майнский комплекс трондьем и т о в развит только по северному склону Западного Саяна. Он представлен Майнской интрузией, вытянутой вдоль полосы развития монокской эффузивной серии, и небольшим количеством мелких тел, сложенных роговообманковыми и биотитовыми тронцьемитами, в контактах - порфировидными, а в основном среднезернистыми роговообманковыми. Встречаются также габбро-нориты, габбро и диориты, взаимоотношения которых с трондьемитами недостаточно ясны. В Майнской интрузии В.Н. Смышляев [1958а,6] относит их к первой фазе внедрения, а в верховьях р. Абакан наблюдаются как рвущие, так и постепенные метасоматические контакты с габброидами, тесно связанными с гипербазитами. В Шаманском габбро-пироксенит-дунитовом массиве эти контакты описаны И.М. Волоховым и В.М. Ивановым [1968], в других телах в районе р. Анзас -A.C. Аладышкиным [1959], B.B. Богацким [1959, 1961a], C.Л. Халфиным [1963], В.В. Богацким, Ш.Д. Курцерайте [1963, 1966], С.С. Долгушиным [1973]

Возраст трондьемитовых интрузий определяется по первому появлению единичных галек трондьемитов в конгломератах верхнемонокской свиты нижнего кембрия и по массовому присутствию их в "гранитоподобных" гравелитах и конгломератах курчепской свиты среднего кембрия. С другой стороны, в районе р. Уй трондьемиты прорывают верхи монокской серии и чеханскую свиту нижнего

кембрия. Это позволяет сделать вывод о многофазности и длительности внедрения трондьемитов, комагматичных со спилито-кератофировой монокской серией.

Ордовикские гранитоиды известны в трех местах. В районе Абаканского месторождения известно два массива [Довгаль, 1958], сложенных мелкозернистыми габбро-диоритами и в основном плагиогранитами, которые, по данным А.Р. Левертова, прорывают среднекембрийскую курчепскую свиту, содержатся в гальке зеленых конгломератов (ордовик?), залегающих в небольших грабенах в районе месторождения, и перекрываются нижнесреднедевонскими эффузивами.

Гранитоиды совершенно другого карактера описаны Л.П. Зоненшайном [1962а] под названием пашкинского комплекса. Это мелкие урлиненные кон-кордантные тела гнейсо-гранитов, залегающие в поле развития кемтерекской свиты в верховых рек Голая и Пашкина. Галька этих пород встречена в силурийских отложениях.

Вероятно, к ордовику следует относить Когдарский массив гранито-гнейсов, находящийся на самом восточном краю Джебашского синклинория. Это авто-хтонный массив, связанный, как показал В.П. Коробейников [1971], с локальным ультраметаморфизмом пород джебашской свиты. По этому массиву имеются весьма противоречивые данные об абсолютном возрасте [Кляровский, 1973]: 594, 460, 340, 316 млн. лет по породе; 364 млн. лет по биотиту и 356 млн. лет по мусковиту.

Силурийский большепорожский комплекс гранитов, гранитов, адамелитов и кварцевых диоритов. Кроме того, к нему относятся более мелкие штокообразные (?) тела, сложенные теми же разностями пород, а также иногда габбро и габбро-диоритами, относящимися к первой фазе внедрения. Их возраст определяется условно как верхнесипурийский исходя из предполагаемой комагматичности с сипурийскими эффузивами кислого состава, описанными П.С. Антоновым на западе Западного Саяна. Кроме того, на западе Онинского массива В.П. Иванов, П.С. Антонов и Н.Л. Вайнтроб наблюдали [Зоненшайн, 1963] прорывание большепорожских гранодиоритов девонскими розовыми гранитами. Е.Н. Станкевич (устное сообщение) на восточном краю Усинской впадины наблюдала налегание на гранодиориты и диориты эффузивов девона. Правда, контакт обнажен плохо.

Девонский джойский комплекс гранитов широко развит в Западном Саяне. К нему относятся как крупные массивы в осевой части Западного Саяна, не всегда вскрытые полностью и тогда выявляемые по полям роговиков [Зоненшайн, 1963], так и более мелкие тела по периферии описываемого региона. Для джойского комплекса характерны лейкократовые, часто порфировидные биотитовые граниты, хотя в краевых частях массивов встречаются гранодиориты и адамеллиты.

Возраст гранитов джойского комплекса определяется тем, что они прорывают девонские эффузивы в Усинской котловине и в других местах, а также содержатся в гальке конгломератов верхнего девона [Зоненшайн, 1963]. Возможно, они имеют более молодой возраст [Антонов, 1966, 19726].

ТЕКТОНИКА

Западный Саян в плане представляет собой линзу, ограниченную со всех сторон разломами. На севере он по Северо-Саянскому разлому граничит с Южно-Минусинской межгорной впадиной девон-каменноугольного возраста. На юге и юго-востоке граница проходит по Саяно-Тувинскому разлому, к югу и востоку от которого располагается Тувинский прогиб, выполненный ордовик-силурийскими и девон-каменноугольными толицами. На западе Западный Саян торцово сочленяется с Чулышманской зоной Горного Алтая [Боровиков, 1963] по

широкой зоне разломов, относящихся к системе так называемого Алтае-Кузнецкого разлома (Карахольский разлом).

В Западном Саяне выделяется ряд достаточно четких продольных тектонических зон, вытянутых в субширотном направлении (см. фиг. 1). По северному склону обособляются зоны, сложенные венд-кембрийскими толицами. Там выделяется Майнский синклинорий, с севера ограниченный Хансыно-Амыльским горст-антиклинорием, а с юга – Джойским шовным горстом. Южнее Джойского горста располагается Джебашский синклинорий, выполненный нижнесреднекембрийскими толицами, аналогичными толицам, обнажающимся в Майнском синклинории, но сильнее метаморфизованными. С юга и юго-востока Джебашский синклинорий граничит с Борусским шовным горстом, который сложен венд-нижнекембрийской офиолитовой ассоциацией. На востоке Борусский горст сочленяется с Джойским горстом. Южнее располагается Центрально-Западно-Саянский синклинорий, выполненный кембро-ордовик-силурийскими терригенными толицами. Синклинорий охватывает большую часть Западного Саяна; с юга и юго-востока он ограничен Куртушибинским шовным горстом, сложенным венд-нижнекембрийской офиолитовой ассоциацией.

Таким образом, Западный Саян состоит из трех крупных синклинориев (Майнского, Джебашского, Центрально-Западно-Саянского), разделенных крупными швами, к которым приурочены выходы офиолитовой ассоциации (Джойский, Борусский, Куртушибинский). Следует сказать, что термин шовный горст нечетко отражает тектоническую сущность выходов офиолитов. Несомненно, в формировании этих горстов большую, а вероятнее всего, основную роль сыграли пологие доскладчатые шарьяжи, но заметная роль принадлежит несомненно и более поздним крупным взбросам.

Хансыно-Амыльский горст-антиклинорий вытянут узкой полосой вдоль северного края Западного Саяна от р. Кизас на западе до р. Амыл на востоке. Сложен он спилито-кератофировой формацией венда-нижнего кембрия и рифо-туфо-конгломератовыми толщами нижнего кембрия, т.е. породами монокской серии. На западе, в районе р. Кизас, картируется чет-кое периклинальное замыкание антиклинория, и далее на восток, до пос. Абаза, вытянута Хансынская антиклиналь с фрагментарно сохранившимся северным крылом и четким южным.

На северном крыле породы падают на север под углом $35-50^\circ$, в ядерной части антиклинали в вулканитах наблюдаются пологие ($15-30^\circ$) и умеренно крутые ($30-50^\circ$) залегания. Южное крыло в целом более крутое, и там слои обычно залегают под углами $60-70^\circ$.

На востоке, в районе пос. Абаза и излучины р. Абакан, периклиналь описываемой структуры перекрыта девонскими вулканогенными образованиями. На правобережье р. Абакан и далее на восток, по северному краю Западного Саяна, прослеживается моноклиналь, сложенная эффузивами монокской серии. Повсеместно устанавливается южное падение пород под углами 40-60°. Возможно, эта моноклиналь является частью антиклинальной структуры, северное крыло которой оборвано Северо—Саянским разломом и скрыто под средним палеозоем Южно—Минусинской впадины. Вероятно, к осевой части этой структуры приурочена Майнская интрузия трондьемитов.

Майнский синклинорием и выполнен туфогенно-территенными тол-Амыльским горст-антиклинорием и выполнен туфогенно-территенными толщами арбатской серии нижнего-среднего кембрия. Синклинорий распадается на Курчепскую синклиналь и расположенную восточнее Арбатскую синклиналь. Восточнее мерициана р. Табат синклинорий прослеживается фрагментарно, в виде частей северного крыла, сохранившихся вдоль Кандатского разлома.

Курчепская синклиналь имеет длину 80 км при максимальной ширине 15 км. Западнее р. Кизас, где замыкается Хансынская антиклиналь, непосредственно к окраине Минусинской впадины и к разлому, отделяющему Западный Саян от Горной Шории, подходит северное крыло Курчепской синклинали, где слои залегают под утлами 50-70°. Южное крыло Курчепской синклинали более

крутое, местами опрокинутое, и слои там падают на север под углами 75-90°; изредка оно опрокинуто на юг под углами 80-85°. Хорошо картируется восточное центриклинальное замыкание, а западная центриклиналь наблюдается только на границе курчепской и чеханской свит.

Восточнее Курчепской синклинали после 15-километрового пережима прослеживается Арбатская синклиналь, длиной 90 км и шириной до 16 км. На северном крыле породы падают на юг под углами 50-70°; на южном крыле падения южные, опрокинутые под углами 70-80°, а местами до 60-50°. Западная центриклиналь узкая, сжатая, картируется четко, а восточное замы-кание нарушено многочисленными разломами.

Восточнее р. Табат и по р. Чазрык Майнский синклинорий прослеживается по узкой цепочке выходов бабаковских известняков, зажатых вместе с терри-генными породами в узкую синклиналь с углами падения на крыльях 75-85°. Восточнее, по р. Уй вплоть до Енисея, прослеживается только северное крыло синклинория с падениями на юг под углами 70-80°. Такие же фрагменты северного крыла наблюдаются и далее, до р. Оя. Еще восточнее терригенные тольци кембрия не прослеживаются.

Джойский шовный горст прослеживается вдоль всего Западного Саяна на 450 км, прерываясь только в одном месте — в районе рек Тайгиш и Шадат, где сходятся Кандатский и Джебашский разломы. В западной части Западного Саяна, примерно дор. Чехан, в общем наблюдается единая моноклиналь. На западе слои падают на север под углами 50-70°; далее, восточнее р. Оны, моноклиналь опрокинута и слои залегают с падением на юго-восток под углами 70-85°. С юга моноклиналь ограничена Джебашским разломом.

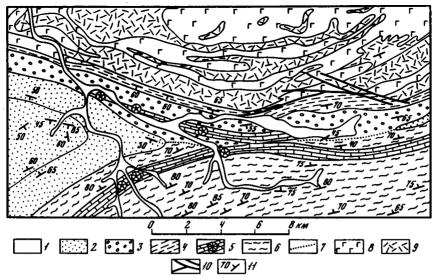
К востоку от р. Чехан характер залегания пород чингинской свиты в Джебашском горсте неясен. Между Кандатским и Джебашским разломами прослеживается очень круто залегающая толща с падениями на север и на юг под углами 75-85°. На некоторых участках Джойского горста простирание пород северовосточное при субширотном простирании самого горста (правобережье р. Енисей), но обычно простирание пород в общем совпадает с простиранием горста.

Конфигурацию всех тектонических зон северного склона Западного Саяна практически определяют разломы. Крупнейшие из них – продольные – протятиваются вдоль всего северного склона.

Северо—Саянский взброс ограничивает с севера Западный Саян. На западе он проходит между, структурами Горной Шории и Западного Саяна, затем на широтном отрезке р. Абакан он перекрыт девонскими вулканитами и молассами и проявлен в виде флексуры, а местами совсем не проявлен.

Начиная с правобережья р. Абакан, ниже устья р. Большой Арбат, разлом хорошо прослеживается далеко на восток, за пределы рассматриваемой территории. В междуречье Абакан — Енисей, где этот разлом изучен лучше всего, установлено его крутое падение на юг (углы 75-85°). Поскольку западная часть разлома разделяет Горную. Шорию и Западный Саян, можно предполагать существование этого разлома в кембрии. Вероятно, движения по разлому происходили в девоне и несомненно в конце среднего палеозоя и в верхнем палеозое во время интенсивных дислокаций в Минусинской впадине. На отрезке между реками Абакан и Енисей подвижки происходили в четвертичное время (уступ рельефа).

Кандатский разлом, впервые выделенный Л.П. Зоненшайном [1959], прослеживается с востока, где он разделяет структуры Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы. В Западном Саяне под названием Кандатский описывается разлом, проходящий по северному краю Джойского горста. Этот разлом разделяет одновозрастные, но резко формационно отличные монокскую серию и чингинскую свиту и прослеживается до р. Большой Арбат, а далее скрывается под отложениями верхов чингинской свиты. Возможно, он или его ветвь прослеживается в виде резкой формационной границы между Курчепской и Арбатской синклиналями (фиг. 7). Эта латеральная граница проходит между конгломератами верхнемонокской свиты и сланцами верхов чингинской свиты. К вос-



Фиг. 7. Геолого-литологическая карта района рек Кизас и Поперечный Кизас (по В.Н. Шишлову)

1— четвертичные отложения; 2— нижний—средний кембрий, арбатская серия—зеленые туфопесчаники, песчаники, алевролиты; 3— нижний кембрий, верхнемо—нокская свита— песчаники, конгломераты; 4— базальный горизонт верхнемо—нокской свиты— кремнистые сланцы, андезиты, кератофиры; 5— горизонт археоциатовых известняков в верхнемонокской и чингинской свитах с указанием мест находок остатков археоциат; 6— нижний кембрий, верхняя часть чингинской свиты— песчаники и глинистые сланцы серого и зеленого цвета; 7— условная латеральная граница между верхнемонокской и чингинской свитами; 8, 9— венд—нижний кембрий, нижнемонокская свита: 8— диабазы, спилиты, 9— кварцевые и бескварцевые кератофиры; 10— разломы; 11— элементы залегания

току от р. Большой Арбат повсеместно устанавливается кругое южное падение разлома под углами $80-85^{\circ}$.

Джебашский разлом прослеживается вдоль всего Западного Саяна. Он повсеместно отделяет метаморфические толщи нижнего—среднего кембрия, развитые южнее, от венд-нижнекембрийских образований Джойского горста. Повсюду он сопровождается интенсивной рассланцовкой, динамометаморфизмом, а в хорошо обнаженных обрывах по дороге Абаза — Акдовурак в зоне разлома наблюдаются дайки гранит—аплитов и кластические дайки ордовикских (?) конгломератов и песчаников. Кластические дайки указывают на сдвиговые перемещения по разлому, а геологические данные говорят о сбросовом характере разлома. Вполне вероятно, что разлом первоначально имел северное падение, а затем был опрокинут вместе с южным крылом Майнского синклинория, т.е. первоначально это был взброс, время образования которого неясно. Возможно, он существовал в кембрии, так как к нему приурочены мелкие тела габброидов и плагиогранитов. Несомненно он играл большую роль при формировании структуры Западного Саяна в силуре.

Некоторые геологические данные позволяют предполагать наличие в кембрии крупных покровных перемещений по пологим поверхностям, которые в результате последующей складчатости были смяты совместно с венд-кембрийскими толщами и ныне картируются как крутопадающие разломы. Так, детальный формационный анализ венд-нижнекембрийских образований показал, что имеются три типа этих пород и соответствующих им зон: спилито-кератофировая монокская серия (северная зона), переходная чингинская свита (центральная зона), обнаженная в западной части Джойского горста, и спи-

лито-фтанито-сланцевая чингинская свита центральных и восточной частей Джойского горста (южная зона). Если предположить, что эти три зоны существовали на всем протяжении Западного Саяна, то по Кандатскому разлому на востоке пропадает переходная зона шириной не менее 20 км, т.е. Кандатский разлом первоначально являлся пологим надвигом. Вероятно, его западная отмершая часть перекрыта конгуюмератами верхов чингинской свиты, и этим объясняется резкая смена состава подконгломератовых отложений в районе р. Джой и его левых притоков (см. фиг. 5), где на западе конгломераты залегают на эффузивной толще, а на востоке — на черных кремнистых сланцах и кварцитах.

Вопрос о направлении перемещения покрова в настоящее время решить однозначно трудно. Скорее всего покров, сложенный монокской серией, надвигался на юг на чингинскую свиту, а та, в свою очередь, по Джебашскому надвигу надвигалась на туфогенно-терригенные толици Джебашского синклинория, которые под нагрузкой мощных покровов претерпели интенсивный метаморфизм (голубые сланцы перед фронтом глубинного покрова). С Кандатским и Джойским разломами связаны мелкие тела серпентинитов и габброидов, в том числе стратифицированных. Немного восточнее Изыхского габбро-гипербазитового массива (фиг. 8), входящего, вероятно, в покров Кандатского разлома, обнажается вдоль Джебашского разлома клин опистостромы, перекрытой офиолитовой ассоциацией и представленной конгломератами и песчаниками, содержащими гальку, валуны и глыбы пород чингинской свиты и гипербазитов.

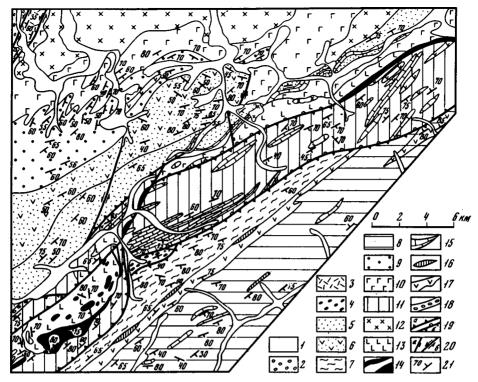
Таким образом, центральная и восточная части Джойского горста представляют собой крупный покров, последующими складчатыми движениями поставленный вертикально и даже опрожинутый.

Джебашский синклинории обладает в целом простой синклинальной формой и выполнен зелеными метаморфическими сланцами нижнегосреднего кембрия. На крыльях синклинория породы залегают круто, с углами падения 70-85°; часто наблюдается мелкая складчатость вплоть до плойчатости. В осевой части синклинория, в его центральных частях метаморфические сланцы залегают полого, местами горизонтально, котя обычно сохраняется довольно сильная мелкая гофрировка. Структура Джебашского синклинория изучена лишь в общих чертах.

С севера Джебашский синклинорий ограничен Джебашским разломом, а с юга — Северо-Борусским, который на всем протяжении имеет крутое (75-80°) падение на юг. На западе, в зоне сочленения Джебашского и Борусского разломов, наблюдаются клинья, сложенные эффузивами и конгломератами, возможно, ордовикского возраста. Вероятно, появление этих грабенов связано со сдвиговыми перемещениями по этим крупным разломам.

Ворусский шовный горст вытанут узкой полосой в северовосточном направлении на 170 км; далее на запад (западнее верховьев р. Карасибо) прослеживается узкая полоска динамометаморфизованных эффузивно-осадочных пород, переходящая западнее в зону интенсивного рассланцевания — единый Борусский разлом. На востоке Борусский горст сочленяется с Днойским горстом, причем картируется не торцовое сочленение, а отвётвление Борусского горста от Джойского. Интересно, что в месте сочленения этих горстов на восточном окончании Джебашского синклинория наблюдается максимальный метаморфизм сланцев, выполняющих Джебашский синклинорий. В этом месте породы превращены в амфиболиты и амфиболовые, биотитовые и мусковитовые сланцы, появляются мигматиты и гранито-гнейсы Когдарского массива, относимые условно к верхнему кембрию.

В строении Борусского горста участвуют вулканогенно-осадочные образования чингинской свиты, гипербазиты и грубообломочные образования, условно относимые к верхнему кембрию. С севера горст ограничен Северо-Борусским, а с юга – Южно-Борусским разломами. Несомненна большая роль продольных разломов во внутренней структуре Борусского горста. Складки в породах чингинской свиты картировать не удается, так как породы залегают



Фиг. 8. Геологическая карта верховьев рек Большой Арбат, Кандырла, Та-бат (составлена по материалам А.И. Аноприенко, В.С. Уварова и автора)

1 - четвертичные отложения; 2 - средний девон - песчаники, контломераты; 3 – нижний-средний девон, быскарская серия – андезить их туфы; 4 – верхний кембрий? - конгломераты, песчаники (олистострома); 5 - средний кембрий, курчепская свита - песчаники, алевролиты, конгломераты, прослои и пачки известняков (в том числе "бабаковские"); 6 - нижний кембрий, чеханская свита - туфопесчаники, песчаники, алевролиты, туфы; 7-8 - нижний-средний кембрий, джебащская свита: 7 – нижняя подсвита – хлоритовые парасланцы. 8 - средняя подсвита - хлоритовые парасланцы, эпидотовые ортосланцы, кварцитовые сланцы, известняки, порфиритоиды; 9 - нижний кембрий, верхнемонокская свита - конгломераты, туфоконгломераты, песчаники; 10 - венднижний кембрий, монокская серия, в основном нижнемонокская свита - спилиты, диабазы, кварцевые кератофиры, андезитовые порфириты; 11 - венд-нижний кембрий, чинтинская свита - серые и зеленые кремнисто-глинистые сланцы, филлиты, кварциты, фтаниты, известняки, спилиты; 12 - майнские трондьемиты; $\overline{13}$ — габбро, габбро-диориты; 14 — серпентиниты; 15 — линзы и пачки из вестняков; 16 - линзы кварцитовых сланцев, в том числе железистых; 17 горизонт зеленых сланцев по эффузивам; 18 - горизонт кварцитовых конгломератов в верхах чингинской свиты; 19 - взбросы и надвиги: а - с нормальным залеганием поверхности сместителя, 6 - с опрокинутым залеганием поверхности сместителя; 20 – поперечные и диагональные разломы: a – сбросы, б - левые сдвиги; 21 - элементы залегания

моноклинально с падением на юг под углами 75-80°. В районе хребта Стан-Таскыл (левый водораздел р. Кантегир) и в верховых р. Малый Кашкарет встречены конгломераты, редко — песчаники, состоящие из обломков кварцитов, валунов и глыб яшм, эффузивов, гипербазитов и других пород офиолитовой формации. Эти конгломераты залегают обычно в тектонических клиных и, вероятно, могут считаться олистостромой.

м.И. Юдин [1957, 1959], изучивший наиболее крупный Борусский массив гипербазитов, установил, что полосчатость дунит-гарцбургитового комплекса имеет субмеридиональное простирание, что по южному краю массива развиты складчатые, птигматитовые текстуры в гипербазитах, а по эффузивно-осадочной толще к югу от Борусского массива распространены своеобразные альбит-эпипот-хлоритовые порфиробластовые "гнейсы" (верховья р. Малый Абдыр). Поюжному краю Борусского массива несомненно проходит разлом, выраженный интенсивным рассланцеванием пород и развитием тальк-карбонатных сланцев. Можно предполагать, что первоначально разлом имел пологий наклон на север, был пологим надвигом, в висячем крыле которого образовались птигматитовые структуры, а в лежащем появились сильнометаморфизованные породы. И только в результате более поздних складчатых движений разлом приобрел свое современное, очень крутое южное падение. В связи с этим Борусскую зону можно рассматривать в виде серии пластин, образующих единый покров, сложенный офиолитами, олистостромой (?) и, по-видимому, частично метаморфическими сланцами Джебашского синклинория. В качестве олистостромы можно рассматривать конгломераты хребта Стан-Таскыл и р. Малый Кашкарет. Они состоят из гальки, валунов и глыб серпентинитов, кварцитов и кремнистых сланцев и залегают в виде тектонических клиньев.

Центрально-Западного Саянский синклинорий занимает большую часть Западного Саяна (около 60%). Он протянулся от верховьев р. Малый Абакан на западе до верховьев рек Амыл и Ус на востоке почти на 300 км при ширине до 100 км. Синклинорий выполнен метаморфическими зелеными сланцами нижнего-среднего кембрия и флишоидными породами верхнего кембрия-тремадока, ордовика и силура. В целом хорошо устанавливается синклинальная структура синклинория с выходом силурийских толц з ядре и кембро-ордовикских по крыльям. Однако эта синклинальная структура осложиена сжатыми складками нескольких порядков, многочисленными продольными, поперечными и диагональными разломами.

Л.П. Зоненшайн [1962а,6, 1963] установил в общем веерообразную структуру синклинория, при которой большинство складок в северной и центральной частях синклинория наклонены и нередко опрокинуты на север, а в южной части на юг. Изменение наклона складок происходит по продольной линии, отмеченной узкими девонскими грабенами на западе и Усинской силур-девонской впадиной на востоке, т.е. грабены приурочены к центральной части "веера" складок, где возникают местные зоны растяжения при общем сжатии. Продольные разрывные нарушения, так же как и слои, имеют обычно южные падения по северному борту синклинория и в его центральных частях и северное – в южных частях синклинория.

Северная граница синклинория на западе проходит по Борусскому разлому, причем к разлому со стороны синклинория подходят верхнекембрийские и ордовикские тольци. В районе р. Кантегир Борусский горст граничит с ордовикскими тольцами, имеющими вулканогенно-терригенный состав в отличие от терригенных тольц ордовика внутренних частей синклинория.

На востоке, на правобережье р. Енисей, северное крыло Центрально—Западно—Саянского синклинория сложено метаморфическими сланцами нижнего среднего кембрия, но структуры, ими образованные, срезаются по острым углом Южно—Борусским разломом. Таким образом, северная граница синклинория разломная, причем к ней подходят структуры, сложенные породами разного возраста.

На западе рассматриваемый синклинорий торцово сочленяется с Чулымшанской складчато-глыбовой зоной [Дергунов, 1967] по серии разломов северозападного направления. Провести точно границу между структурами Горного Алтая и Западного Саяна невозможно, так как она расплывчата: в Шапшальской части Чулышманской зоны (верховья р. Малый Абакан) наблюдаются структуры как широтного, западносаянского простирания, так и северо-западного, алтайского направления. Наиболее четкой границей является дугообразный Карахольский разлом, отделяющий структуры Шапшальской зоны,

сложенные горноалтайской кембро-тремадокской серией, от структур осевой части Центрально-Западно-Саянского синклинория, выполненной ордовикскими и силурийскими тольцами, имеющими аномальный вулканогенно-терригенный состав (верхний силур, по Π_{\bullet} C. Антонову [1 96 3]).

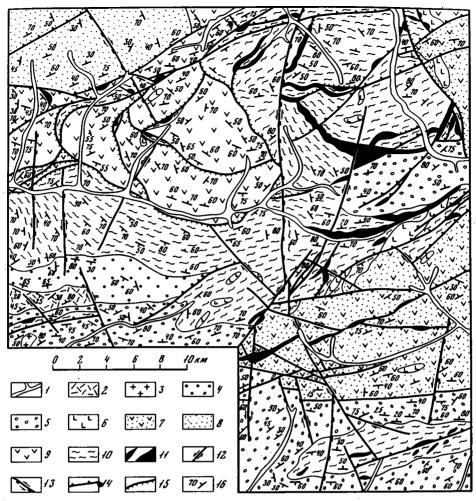
На юге и востоке Центрально-Западно-Саянский синклинорий ограничен разломами, группирующимися в очень сложную зону разновозрастных продольных нарушений, которые удобнее рассмотреть при разборе структуры Куртушибинского горста. Следует отметить, что на западе, в бассейне рек Хемчик, Манчурек, Алаш, Ак-Суг, наблюдаются в общем слабонарушенные моноклинали, в которых можно наблюдать непрерывный разрез от метаморфических сланцев нижнего-среднего кембрия до фаунистически охарактеризованного терригенного ордовика.

На крайнем востоке рассматриваемого синклинория на его замыкании развиты чрезвычайно широко структуры, сложенные нижне-среднекембрийскими метаморфическими толщами и отделенные от структур Джойского и Куртуши-бинского горстов разломами; и только в верховьях р. Амыл в ядре крупной анти-клинали, сложенной метаморфическими сланцами, обнажаются породы чингинской свиты и гипербазиты (см. фиг. 2).

Куртушибинском горсте наиболее четко в Западном Саяне устанавливаются шарыжи, обычно сильноперемятые, но тем не менее картируемые достаточно уверенно.

В верховьях р. Урбун Г.П. Александров в 1966 г. закартировал полукруглый разлом. В.В. Буззубцев и Γ . Γ . Семенов в 1965 г. предположили, что там наблюдается покровная структура, считая, что зеленые метаморфические сланцы надвинуты на структуры, сложенные чингинской свитой. В результате работ автора в 1974 г. было установлено, что там наблюдается антиформная складка (фиг. 9), в ядре которой обнажаются зеленые сланцы нижнего-среднего кембрия, а на крыльях - чингинские эффузивно-осадочные образования и гипербазиты. Плоскость шарьяна в настоящее время имеет крутые падения (60-80°) под чингинскую свиту, т.е. деформирована совместно с толицами венда и кембрия. Внутри поля развития зеленых сланцев устанавливаются отдельные клинья, сложенные черными кремнистыми сланцами чингинской свиты и мелкими телами гипербазитов, т.е. видимый автохтон состоит, в свою очередь, из ряда пластин. В поле чингинской свиты наблюдаются полосы, образованные гипербазитами и меланжем, состоящим из глыб массивных гипербазитов, габбро и редко кварцитов размером от 0,5-1 м до десятков метров и, вероятно, более крупных, заключенных в серпентинитовый рассланцованный цемент. Судя по элементам залегания, в поле чингинской свиты наблюдается серия тектонических пластин, образующих округлую синформную складку.

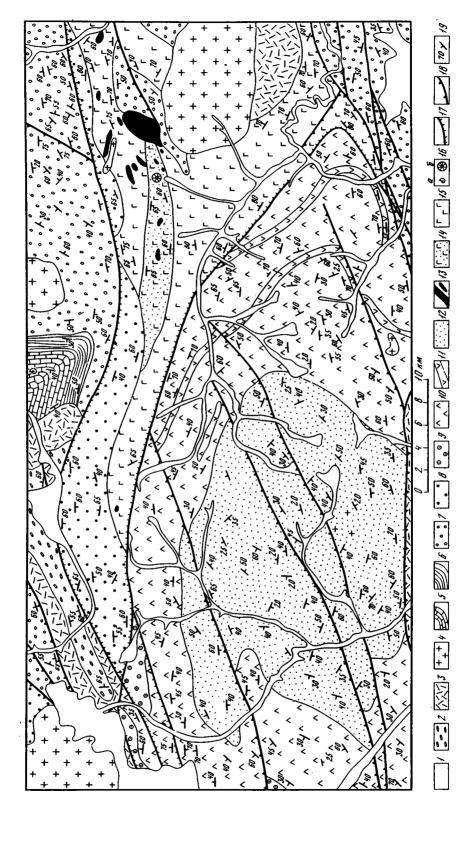
Западнее, на левобережье р. Хемчик, В.В. Волковым и др. [1970] была за-картирована антиклиналь (фиг. 10), сложенная зелеными сланцами и мета-морфизованными песчаниками нижнего-среднего кембрия. На северном крыле и в восточном замыкании складки, видимо, выше зеленых сланцев по разлому залегают породы чингинской свиты. Вероятно, и здесь развит шарьяж, смятый в антиформную складку. На наш взгляд, только таким образом можно объяснить странное западное окончание Куртушибинского горста, как бы уходящего внутрь Центрально-Западно-Саянского синклинория. Западная граница Западного Саяна и Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы проходит по крупной зоне Саяно-Тувинского разлома, в которой наблюдаются блоки, сложенные венднижнекембрийскими толщами, эффузивами девона и породами другого возраста.



 Φ и г. 9. Геологическая карта верховьев рек Урбун, Золотая, Эйлиг-Хем (составлена по материалам В.В. Беззубцева, Г.Г. Семенова и автора)

1 — четвертичные алтювиальные отложения; 2 — нижний девон, кендейская свита — туфоконгломераты, андезитовые порфириты; 3 — девонские граниты; 4 — вержний силур, шиштыкская свита — бурые песчаники, известняки; 5 — ордовик, шемушдагская серия — пестроцветные песчаники, алевролиты, конпломераты; 6 — кембрийские габброиды; 7—9 — нижний—средний кембрий; 7 — аласугская свита — зеленые и сиреневые алевролиты, песчаники, туфы среднего состава, 8 — ишкинская свита — зеленые метаморфизованные песчаники и хлоритовые сланцы, 9 — амылыская свита — зеленые хлоритовые парасланцы, эпидот—хлоритовые ортосланцы, порфиритоиды; 10 — венд—нижний кембрий, чингинская свита — темно—серые кремнистые сланцы, филиты, кварциты, известняки, спилиты; 11 — серпентиниты и меланж; 12 — сдвиги; 13 — сбросо—сдвиги; 14 — взбросы; 15 — шарьяжи; 16 — элементы залегания

В восточной части Куртушибинского горста по его северному краю существуют, вероятно, остатки шарьяжа, чем объясняется извилистая разломная граница, но они не изучены. Только в районе р. Коярд Я.В. Сарбаа с помощью назеглной магнитометрической съемки и маршрутов закартировал узкие полосы серпентинитов, образующие дуги по границе между чингинской свитой и метаморфическими сланцами, а также внутри чингинской свиты. На наш взгляд (см. фиг. 6), там наблюдается серия пластин, сложенных породами чингинской



свиты и гипербазитами, надвинутых на нижне-среднекембрийские вулканогенно-терригенные толци и смятых затем в синформную складку.

На восточном окончании Западного Саяна в верховьях р. Амыл, вероятно, также наблюдается покровная структура, чем и объясняется сложная конфигурация восточной границы Центрально-Западно-Саянского синклинория. Так, в районе горы Победа (см. фиг. 2), где в автохтоне наблюдается антиклиналь, по северному крылу ее в автохтоне залегает крупный Калнинский гипербазитовый массив.

Для понимания внутренней структуры Куртушибинского горста очень интересен район верховьев рек Омул и Коярд, где В.П. Еремеевым и А.К. Сибилевым [1969, 1970] детально изучен Иджимский гипербазитовый массив, а Я.В. Сарбаа откартировал габброиды и чингинскую свиту (см. фиг. 6). Создается впечатление, что в этом месте гипербазиты залегают в ядре антиклинальной складки с сорванным западным крылом, опрокинутой и надвинутой на более западную пластину, сложенную чингинской свитой. В ядре гипербазитового массива залегает дунит-перидотитовый полосчатый комплекс с крутыми падениями полосчатости на восток. На обоих крыльях и южном замыкании выше залегают гарцбургиты, затем по восточному крылу и южному замыканию обнажаются перцолиты и верлиты, затем после зоны серпентинитов обнажаются габброиды. Последние слагают большие поля, в общем тяготеющие к краю гипербазитовых массивов, и залегают выше ультраосновных пород, что хорошо видно в верховьях р. Стерлиг, где габброиды лежат гипсометрически выше гипербазитов, обнажающихся по реке (см. фиг. 6). Выше габброидов обнажаются породы чингинской свиты.

Вероятно, крупные гипербазитовые массивы Куртушибинского и Борусского горстов, по крайней мере первоначально, залегали в ядрах антиклиналей, с ростом которых были подняты эти крупные блоки фундамента геосинклинали и которые затем переросли в шарьяжи.

Судя по развитию метаморфических сланцев, в том числе глаукофановых, к северо-западу от Куртушибинского горста движения по шарьяжам, развитым по югу Западного Саяна, проходили в направлении с юго-востока на северо-запад в отличие от шарьяжей Джойской и Борусской зон, где движения шли в обратную сторону – с севера на юг и юго-восток.

Большую роль в строении Куртушибинского горста играют крутые про-

Фиг. 10. Геологическая карта левобережья р. Хемчик в районе рек Шом-Шум и Алдын-Ишкин (составлена по материалам Γ .М. Владимирского и М. А. Черноморского [1961]; Γ . М. Владимирского и Н. М. Задорожной [1967]; В.В. Волхова и др. [1970]; Γ .П. Александрова)

иетвертичные отложения;
 ижний карбон – конгломераты, песчаники, алевролиты; 3 – нижний девон, кендейская свита – порфириты, реже порфиры, туфы, песчаники; 4 — девонский сютхольский комплекс гранитов; 5, 6 — силур, отукская свита: 5 - верхняя подсвита - известняки, алевролиты, 6 - средняя подсвита – алевролиты, известняки; 7 – ордовик и нижний сипур – песчаники, алевролиты, конгломераты; 8 - верхний кембрий, кемтерекская ввита – песчаники, алевролиты, контуюмераты; 9 - средний отдел, ишкинская свита - метаморфизованные песчаники, хлоритовые сланцы; 10-12 - нижний и средний кембрий, амыльская свита: 10 - верхняя подсвита - зеленые хлоритовые парасланцы, эпидот-хлоритовые ортосланцы, метаморфизованные песчаники, порфиритоиды, 11 - горизонты порфиритоидов, 12 - нижняя подсвита - метаморфизованные песчаники, тонкослоистые алевролиты и хлоритовые сланцы; 13 — серпентиниты; 14-15 — венд-нижний кембрий, чингинская свита: 14 верхняя подсвита - серые глинисто-кремнистые сланцы, известняки, гравелиты, песчаники, спилиты, 15 — нижняя подсвита — спилиты, кремнистые сланцы, кварциты, известняки; 16 – места находок: a – трилобитов, δ – археоциат; 17 - надвиги; 18 - взбросы; 19 - элементы залегания

дольные взбросы, имеющие в отличие от шарьяжей кругое падение под углами 70-85° на север и северо-запад. Это, во-первых, Саяно-Тувинский разлом. ограничивающий описываемый горст с юга. По нему породы чингинской свиты взброшены по отношению к средне-верхнекембрийским и ордовикско-силурийским отложениям Тоджинской впадины Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы. Следует отметить, что в центральной Туве в ядрах отдельных антиклиналей и в тектонических блоках из-под отложений ордовика и силура выходят толщи венда и кембрия, аналогичные западносаянским, причем иногда в соседних антиклиналих обнажаются совершенно различные толици (см. фиг. 9, юг карты). Все это говорит о том, что современная граница Запалного Саяна не совпадает с древней, существовавшей в кембрии. Еще Г.А. Кудрявцев [1952] отмечал сходство образований венда-нижнего кембрия Западного Саяна и Тувы, указывая, что Саяно-Тувинский разлом возник только в ордовике. Следует отметить, что ордовик залегает местами непосредственно на венд-нижнекембрийских толщах и в Куртушибинском горсте, чем определяется верхний возрастной предел образования основной массы шарьяжей, хотя Г.Г. Семенов (устное сообщение) наблюдал небольшие покровы и в ордовике, и в силуре Тувы.

По северному, северо—западному краям Куртушибинского горста широко развиты крутые взбросы, имеющие крутое северное падение, как, например, на правом водоразделе р. Урбун (см. фиг. 9). Правда, их не всегда можно отличить от прямолинейных участков древних шарьяжей, которые в результате складчатости превратились в крутопадающие разломы.

В заключение следует остановиться на этапах тектонических движений, приведших к формированию складчатого сооружения Западного Саяна.

Наиболее древние тектонические перемещения фиксируются появлением на северном склоне конгломератов нижнего кембрия в верхнемонокской свите и в верхах чингинской свиты. Эти конгломераты указывают на возникновение поднятий на месте Хансыно-Амылыской и Джойской зон. Поднятия, вероятно, связаны с шарыяжеобразованием, когда спилито-кератофировые венд-нижне-кембрийские толици были надвинуты на спилито-фтанито-сланцевые венд-нижнекембрийские образования, т.е., как указывалось выше, движения происходили, по-видимому, с севера на юг.

Фрагмент такого шарьяжа картируется на левобережье р. Джой (см. фиг. 5), где конгломераты верхов чингинской свиты залегают на резко различных венд-нижнекембрийских тольцах.

На юге в Куртушибинском горсте таких древних шарьяжей не зафиксировано, но появление грубообломочных пород с галькой гипербазитов [Зайков, Зайкова, 1969] в верхней части чингинской свиты связано, вероятно, с образованием этих древних покровов в нижнем кембрии. Четко фиксируются складчатость и поднятия перед средним кембрием как на северном, так и на южном склоне.

На севере, в районе излучины р. Абакан, среднекембрийская курчепская свита залегает с размывом и, вероятно, с небольшим несогласием на верхнемонокской свите, "минуя" чеханскую свиту.

На юге, в Куртушибинском горсте, на венд-нижнекембрийских образованиях с размывом залегают валунные конгломераты амыльской свиты, а по южному борту - среднекембрийские валунные конгломераты аласугской свиты.

Интенсивные тектонические движения фиксируются в верхнем кембрии-тремадоке, когда в Центрально-Западно-Саянском синклинории накапливаются зеленоцветные флициондные тольци, а на севере, вероятно, идет интенсивное шарьяжеобразование, которое фиксируется образованием олистостром, сохранившихся в Джойском горсте в районе горы Изых (см. фиг. 8), в Борусском горсте на хребте Стан-Таскыл и в верховьях р. Большой Кашкарет.

Вероятно, складчатые движения и поднятия происходили и в Куртушибинском горсте, что отразилось в несогласном налегании грубообломочной кемтерскской свиты верхнего кембрия на размытой поверхности венд-нижнекембрийской чингинской свиты (левобережье р. Хемчик), причем из разреза выпадает мощная нижне-среднекембрийская толща (амыльская, сютхольская и ишкинская свиты).

Верхнекембрийско-тремадокские тектонические движения привели к образованию складчатого сооружения на северном склоне Западного Саяна и далее к северу от него, а также южнее Западного Саяна в Туве. Образовались кембрийские (салаирские) складчатые сооружения, окружившие с трех сторон Западно-Саянскую геосинклиналь.

Очень интенсивными были предаренитские тектонические движения, во время которых окончательно сформировались шарьяжи в Джойской, Борусской и Куртушибинской зонах и произошла складчатость. На севере Западного Саяна в Джебашской зоне, вероятно, ордовикские конгломераты залегают в отдельных грабенах и содержат в гальке все нижележащие породы, т.е. фиксируют очень интенсивные поднятия и размыв на севере Западного Саяна.

На юге окончательно оформилось Куртушибинское поднятие, образовавшееся в результате мощного шарьяжеобразования и разделявшее в ордовике и силуре область накопления флицоидных толщ в осевой части Западного Саяна от области Тувинского менгорного прогиба, где накапливались морские молассы. Таким образом, в ордовике и силуре сохранился Западно-Саянский остаточный геосинклинальный прогиб. В этом прогибе в силуре по бортам начинается складчатость, и там верхнесилурийские молассы залегают резко несогласно на нижележащих образованиях, а в центре Центрально-Западно-Саянского синклинория продолжается накопление флицоидных и карбонатных толщ.

К концу силура интенсивной складчатостью и поднятиями был полностью охвачен весь Западный Саян. Девонские молассы и вулканогенные толщи накапливаются в отдельных впадинах и грабенах, где они залегают резко несогласно на нижележащих толщах. Образованием девонских толщ, а также силурийских и девонских гранитоидов заканчивается собственно геосинклинальное развитие Западного Саяна, формируется континентальная земная кора и начинается орогенный этап развития.

ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО САЯНА

Формационный анализ позволяет восстановить тектоническую обстановку, существовавшую в далеком прошлом [Херасков, 1952, 1963, 1964]. Только на его основе с достаточной полнотой удалось установить историю развития Западного Саяна и связь его с соседними регионами [Херасков, 1975]. В этой главе наиболее подробно будут рассмотрены стратифицированные формации начальных этапов развития Западного Саяна — венд—кембрийские. Соотношение этих формаций с рассмотренными выше стратиграфическими подразпелениями показаны в табл. 4.

ФОРМАЦИИ ВЕНДА-НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

К венд-нижнекембрийским формациям Западного Саяна отнесены спилито-кератофировая, рифо-туфо-конгломератовая и спилито-фтанито-сланцевая.

СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Спилито-кератофировая формация развита в Западном Саяне только по северному склону, где она слагает Хансыно-Амыльский горст-антиклинорий. К этой формации относится нижнемонокская свита в западной части северного склона Западного Саяна и монокская серия в восточной части. Для рассматриваемой формации характерно контрастное сочетание эффузивов основного состава — спилитов и диабазов — с кислыми эффузивами — кератофирами и кварцевыми кератофирами. Породы среднего состава присутствуют в небольшом количестве лишь на востоке территории в монокской серии. Здесь, обычно в верхах, наблюдается большое количество андезитов и андезитовых порфиритов. Вполне вероятно, что в дальнейшем верхнюю часть монокской серии удастся выделить в самостоятельную формацию — порфиритовую или андезитовую, одновозрастную с рифо-туфо-конгломератовой формацией или с верхнемонокской свитой. К сожалению, восточная часть северного склона Западного Саяна из—за плохой обнаженности почти не изучена.

Для спилито-кератофировой формации Западного Саяна характерно присутствие небольшого количества туфов и туфобрекчий, редких линз зеленых кремнистых туффитов, яшм.

В распределении эффузивов разного состава по разрезам (фиг. 11 вкл.) уловить какой-либо закономерности не удалость, за исключением приуроченности эффузивов среднего состава к верхним частям монокской серии в северо-восточной части региона. Характерно, что в одних разрезах кислые разности пород составляют почти половину толщи, а в других — они могут почти полностью отсутствовать. В целом в толще преобладают породы основного состава, слагающие около 52% всего объема формации; на долю кератофиров приходится 32%, а андезиты составляют около 13%. Если же взять только нижнемонокскую свиту западной части северного склона Западного Саяна, то эти

соотношения выглядят следующим образом: основные эффузивы – 65%, кислые – 32%, средние – 1%.

Лучше всего изучена спилито-кератофировая формация в Хансынской антиклинали, где она широко развита и хорошо обнажена. З.П. Любалинская и Г.Г. Семенов [1970], занимаясь специальными исследованиями, закартировали ряд вулканических аппаратов центрального типа. К сожалению, при площадном крупномасштабном картировании такие исследования не проводились. Мощность отдельных потоков эффузивов колеблется в широких пределах, нередко достигая 100 м и более. Низы формации не вскрыты эрозией, но несомненно, что общая мощность ее весьма велика и в наиболее полных разрезах достигает 3,5-4 км.

Породы спилито-кератофировой формации безусловно формировались в подводных условиях, о чем свидетельствует широкое развитие шаровых и подушечных лав, спилитов, присутствие тонкослоистых кремнистых туффитов и известняков.

Эффузивные породы рассматриваемой формации подверглись зеленокаменным изменениям, однако они макро— и микроскопически идентифицируются достаточно уверенно, и только в зонах разломов, особенно на крайнем северо—востоке Западного Саяна, эффузивы превращаются в зеленые сланцы и узнаются с трудом. Зеленокаменные изменения макроскопически выражаются в зеленоватой окраске как основных, так и кислых разностей пород. Минералогически зеленокаменные изменения выражены в диабазах соссюритизацией плагиоклазов, почти полным замещением пироксенов роговой обманкой и хлоритом, в спилитах микролиты альбита сцементированы хлорит—эпидотовой массой, образованной по первичному стеклу; в кератофирах широко проявлена серицитизация и хлоритизация.

В некоторых случаях наблюдается краснокаменное изменение пород. При этом вулканиты становятся красно-бурыми, сиренево-серыми, что связано с их интенсивной гематитизацией, лимонитизацией и серицитизацией.

Петрографическое описание пород сделано В.В. Велинским [1968]. Среди вулканитов основного состава им выделены спилиты и спилитовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты, плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты.

Спилиты и спилитовые порфириты состоят из агрегата вторичных минералов, образовавшихся по стеклу, — в основном хлорита с примесью эпидота, карбоната, магнетита, гематита, лимонита и лейкоксена. В этой аповитрофировой массе имеются мелкие лейсты альбита, редко — зернышки энстатит—диопсида. В порфировых разностях появляются выделения фенокристаллов альбита. Платиоклазовые и пироксен—плагиоклазовые порфириты отличаются от спилитов более четкими порфировыми структурами. При этом во вкрапленниках присутствует альбитизированный плагиоклаз, реже — диопсид. Основная масса также состоит из вторичных минералов, развившихся по стеклу: серицита, эпидота, карбоната и актинолита. Нередко они образуют тонкий соссюритоподобный агрегат. Диабазы и диабазовые порфириты близки по составу спилитам и порфиритам, но вследствие лучшей раскристаллизации обладают диабазовой или долеритовой структурой.

Широко распространенные в толще кератофиры обладают основной массой, состоящей из фельзитового агрегата кварца, альбита, с примесью серицита и гематита, в которую погружены вкрапленники альбита и часто кварца, обладающего билирамидальным габитусом.

Кроме того, выделяются кератоспилиты, состоящие из вкрапленников альбита и основной массы, сложенной альбитом, клоритом и кварцем с примесью эпидота и лейкоксена.

В табл. 5 приведены средние составы эффузивов по 78 анализам, которые удалось собрать автору (в основном сводка В.В. Велинского [1968]). Для разделения эффузивных пород по естественным группам строились кривые встречаемости вулканитов с различным содержанием кремнекислоты. При этом

Таблица 4 Сопоставление выделяемых формаций с основными стратиграфическими подразделениями Западного Саяна

| | | ныльский горст- й и Майнский | Джойский шовный Джебашский синклинорий и Центрально—Запад горст Борусский шовный горст клинорий | | | | | | дно-Саянский син- | | |
|--|---|--|---|----------|----------|----------|--|-----------------------|--|--|--|
| Возраст | | | | | | | | Свиты | | | |
| | Формации | Свиты | Формации | Свиты | Формации | Свиты | Формации | запад | центр и вос- | | |
| Средний и верх- ний де- вон- нижний карбон | Пестроцвет- ная моласса и некото- рые другие | Серия свит | - | <u>-</u> | - | - | Верхняя красно- цветная моласса | - | Узюпская, иджимская, араданская, лобанцовская | | |
| Нижний, и средний девон | - | Быскарская се- рия (чиланская, имекская и дру- гие свиты) | | - | | - | Липаритовая | Кызы | пбулакская | | |
| Верхний силур | - | - | - | - | - | - | Нижняя пестро- цветная моласса (на западе с эффузивами) | Куп- холь- ская | Шиштыкск а я | | |
| Нижний силур | - | - | - | - | - | - | Карбонатно-фли- шоидная (на за- паде с эффузива- ми) | гош− | - Таслинская, онинская | | |

| Ордовик | • | Отложения мел- ких грабенов в районе пос.Аба- за (возраст предположи- тельный) | | | Пестроцветная моласса с большим коли-чеством эффу-зивов | Отложения гра- бенов в зоне сочленения Дже- башского и Бо- русского раз- ломов и в зоне Борусского раз- лома | флишоидная | Куло- гош- ская, поза- рым- ская | Узюпская, блансугская, оржакская, еркырская |
|--------------------------------------|---|---|---------------------|--|--|---|--|---|--|
| Верхний кембрий- тремадок | - | - | Олисто- строма | Глыбовые конгло- мераты в зоне Джебаш- ского раз- лома | Олистострома . | Отложения в тектонических клиньях в Бо-русском горсте | Зеленоцветная флишоидная | Инь– сукс– кая | Иньсукская, кемтерекская |
| Нижний и сред- ний кемб рий | Зеленых туфов (ан- - дезито-грау- вакковая) | <u>-</u> - | - | - | Зеленых туфов (андезито-гра- увакковая), ме- таморфизованная | Джебашская | Зеленых туфов (андезито- граувакковая), метаморфизован- ная | иш- ская, сют- холь- ская | Ишкинская сютхольская, амыльская |
| Венд и нижний кембрий | Рифо-туфо- конгломе- ратовая Спилито- кератофиро- | Верхнемо- нокская в МО Нижнемо- нокская ОО | фтанито- сланце- | - Чингин- - ская | Спилито-фтани- то-сланцевая | Чингинская | Спилито-фтани- то-сланцевая | Чиі | ИГИНСКАЯ |

Таблица 5 Средние составы эффузивов по структурным эонам Западного Саяна и прилежащих территорий Горной Шории и Тувы (вес.%)

| Форма- ции | Ст 301 | руктурные ны | Породы | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | К ₂ О | P ₂ O ₅ | П.п.п. |
|--|-----------|---|--|---|--|--|--|--|--|--|--|---|--|--|--|--|
| Терригенно- спилито-керато- фировая | 30 | расская на Гор- й Шории | Пикриты (3)* Оливиновые базальты (14) Толеитовые базальты (8) Плагиолипа-риты (8) | X S X S X S X S | 41,42 0,21 44,98 1,68 48,73 0,44 74,49 3,20 | 2,76 1,03 1,89 0,37 1,65 0,25 0,38 0,15 | 17,30 2,01 16,38 1,27 15,63 1,25 14,02 1,09 | 9,54 2,85 7,04 3,46 6,52 3,07 0,93 0,62 | 6,41 2,13 7,06 2,52 7,33 2,17 1,26 0,35 | 0,21 0,04 0,16 0,03 0,16 0,05 0,05 0,03 | 7,89 2,27 6,45 1,54 5,05 1,10 0,37 0,21 | 5,17 1,76 6,74 2,51 5,72 1,24 0,41 0,74 | 3,47 0,87 3,28 1,18 4,02 0,62 3,79 1,61 | 0,41 0,54 0,88 0,86 1,02 0,93 3,05 1,60 | 0,39 0,12 0,40 0,21 0,33 0,12 0,01 0,03 | 5,90 1,14 4,29 0,98 3,66 1,13 1,61 0,60 |
| Спилито-кератофировая | ій Саян | Хансыно— Амыль— ский горст— антикли— ворий | Оливиновые базальты (5) Толеитовые базальты (19) Андезито-базальты (11) Андезиты (4) Дациты (10) Плагиолипариты (29) | \overline{X} S \overline{X} \overline{X} S \overline{X} \overline{X} S \overline{X} \overline{X} S \overline{X} \overline{X} \overline{X} S \overline{X} | 46,68 0,28 50,27 1,13 53,48 0,74 59,02 0,77 63,31 2,04 71,80 2,37 | 0,93 0,63 1,06 0,70 0,81 0,53 0,84 0,25 0,56 0,12 0,33 0,10 | 15,84 1,25 15,49 1,84 14,96 1,68 13,94 0,91 14,06 2,37 12,27 0,92 | 4,41 2,56 3,70 2,36 4,19 2,20 4,85 0,86 4,37 1,66 1,63 1,09 | 7,98 1,69 8,77 1,98 7,37 1,86 5,45 1,66 3,39 1,90 4,00 1,30 | 0,23 0,10 0,20 0,06 0,14 0,09 0,04 0,03 0,09 0,07 0,09 0,04 | 5,77 1,21 5,74 1,96 4,24 0,75 2,97 0,73 2,39 0,79 1,31 0,53 | 7,78 3,14 7,24 2,04 6,25 2,74 5,65 2,65 2,90 1,94 1,46 0,93 | 3,64 1,02 3,72 1,62 4,29 1,43 4,04 1,19 5,04 1,00 4,63 0,91 | 0,24 0,11 0,43 0,57 0,28 0,21 0,08 1,00 0,96 0,72 0,61 | 0,16 0,05 1,14 2,59 0,16 0,08 0,62 0,80 0,17 0,09 0,16 0,32 | 7,38 1,45 3,95 1,13 3,82 1,32 2,69 0,83 2,31 1,19 1,44 0,83 |
| Переходная зона от спилито-фтанито-спан- певой к спилито-ке- ратофировой | Западный | Джойский горст (хребет Шаман) | Оливиновый базальт (1) Андезито— базальт (4) Андезиты (3) Дацит (1) Плагиолипа—риты (7) | \overline{X} S \overline{X} S \overline{X} S | 44,88 - 53,25 0,98 57,01 1,26 62,52 - 76,15 2,49 | 1,54 - 1,03 0,75 0,78 0,04 0,61 - 0,23 0,05 | 15,03 - 14,97 1,07 15,07 0,19 13,92 - 11,42 1,17 | 2,32 - 2,17 0,14 3,84 2,17 1,97 - 0,65 0,39 | 11,52 8,69 0,80 6,75 0,50 7,07 - 3,20 1,24 | 0,25 - 0,17 0,01 0,17 0,03 0,19 - 0,06 0,03 | 7,01 5,02 0,44 4,82 1,63 3,15 - 1,34 0,47 | 11,70 - 7,20 1,35 3,16 1,69 3,10 - 0,93 0,49 | 2,83 -3,41 0,60 5,14 0,44 5,40 - 4,72 0,99 | 0,17 -0,88 0,41 0,37 6,13 0,39 - 0,37 0,33 | Не опр — То же — 0,11 0,02 | Не опр. То же 0,89 0,53 |

| - | она от спилито-кера- спилито-фтанито- | Спилито-фтанито-слан- цевая |
|--|---|--|
| 72 5000 | нжетовъ | Западный Саян |
| Уюк ская зона в Цент ральной Туве | Aktro- Bpak- ckutt roper B Sanag- Hoff Type | Джой- ский, Борус- ский, Курту- шибин- ский |
| Оливиновые базальты (3) Толеитовые базальты (9) Андеэиты (10) | Оливиновые базальты (9) Толенто- вые базаль- ты (3) Андеэнт (1) Плагиоли- | Оливиновые базальты (58) Толентовые базальты (69) Андезиты (2) Плагиолипа- |
| S MS MS M | ×××× | SXISXI SXI SXIS; |
| 44,44 0,88 49,45 1,59 58,37 1,86 | 45,30 1,08 47,67 0,25 54,91 67,41 4,48 | 2,41 46,00 0,84 49,90 1,69 57,56 0,39 69,13 7,55 |
| 1,51 0,80 1,41 0,66 0,47 0,18 | 2,61 0,81 2,57 0,53 1,97 - 0,59 0,13 | 1,03 1,94 0,85 1,94 0,77 1,94 0,77 1,61 0,14 0,82 0,48 |
| 13,61 1,82 16,06 1,23 17,38 0,88 | 16,12 1,84 15,24 0,52 13,44 13,61 1,82 | 1,69 15,20 1,88 14,67 1,86 12,12 2,56 10,98 2,00 |
| 3,79 1,06 2,87 1,21 2,30 1,10 | 6,21 1,79 7,80 1,31 6,37 - 3,79 1,06 | 2,97 2,87 1,84 2,77 1,70 0,81 0,24 1,02 0,49 |
| 7,83 2,00 6,71 1,35 4,45 | 6, 9 5 2,49 6,22 1,10 7,36 - 7,83 2,00 | 2,46 8,98 1,92 1,92 2,25 9,05 5,75 2,68 |
| 0,13 0,09 0,07 0,04 0,04 0,01 | 0,16 0,09 0,10 0,01 0,26 0,13 0,06 | 0,05 0,18 0,05 0,05 0,17 0,05 0,14 0,02 0,10 |
| 10,24 0,44 9,09 3,27 3,71 1,91 | 4,71 0,90 3,53 0,38 3,13 - 3,13 - 10,24 0,44 | 4,61 7,40 2,25 6,01 1,84 6,17 0,17 2,94 1,99 |
| 9,97 3,12 8,07 1,30 4,08 1,42 | 8,86 3,72 6,62 1,38 3,01 - 9,97 3,12 | 3,69 8,69 2,35 7,10 1,98 6,46 0,19 2,44 2,40 |
| 2,09 0,51 3,12 1,18 4,54 1,44 | 4,34 0,98 5,95 1,35 5,59 5,59 2,09 0,51 | 1,06 2,80 1,11 3,71 1,16 3,35 1,05 3,40 0,91 |
| 1,07 0,24 1,14 0,71 1,46 2,01 | 0,53 0,38 0,70 0,40 1,77 1,07 0,24 | 0,47 0,50 0,63 0,85 0,85 0,68 0,68 |
| 0,37 0,34 0,54 0,20 0,35 0,08 | 0,22 0,22 0,42 0,37 0,62 | 0,05 0,33 0,35 0,51 0,48 0,22 0,02 0,02 0,07 |
| 3,50 0,79 3,69 0,96 2,93 1,09 | 4,11 2,09 3,18 2,06 1,00 1,00 3,50 0,79 | 3,43 4,68 2,05 3,80 1,10 4,31 0,43 2,00 1,69 |

Таблица 5 (окончание)

| Форма- ции | Структурные зоны | Породы | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | К ₂ О | P ₂ O ₅ | П.п.п. |
|----------------|-------------------------------------|--------------------------------|--------------------------|-----------------------------|---------------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------|---------------------------|------------------------------|---------------------------|-----------------------------|---------------------------|-------------------------------|----------------------|
| K | | Оливиновые базальты (5) | \overline{X} | 44,14 1,23 | 0,58 0,18 | 15,38 1,87 | 3,96 1,25 | 7,00 1,12 | 0,16 0,04 | 8,14 2,44 | 9,81 1,86 | 3,38 0,89 | 0,35 0,46 | 0,23 0,12 | 6,39 1,59 |
| -кератофировая | Улугойская зона в Восточной | Толентовые базальты (10) | X S | 49,02 1,11 | 1,07 0,85 | 14,95 1,63 | 3,13 1,02 | 8,05 1,16 | 0,16 0,10 | 6,34 1,25 | 8,21 1,30 | 2,33 1,37 | 0,66 0,41 | 0,22 0,21 | 4,63 1,57 |
| | Туве (между- речье Боль- | Андезито- базальты (5) | S | 52,73 0,89 | 1,09 0,45 | 16,19 2,20 | 4,41 1,80 | 5,31 0,59 | 0,14 0,04 | 3,58 0,42 | 7,98 2,08 | 3,90 1,70 | 0,58 0,34 | 0,16 0,07 | 3,77 0,97 |
| Спилито | шого и Малого Енисея) | Андезит (1) Дациты (4) | X | 60,28 - 64,12 1,01 | 0,15 - 0,45 0,13 | 13,51 - 14,44 1,10 | 2,92 - 1,05 0,34 | 7,62 - 4,21 1,18 | 0,10 - 0,10 0,06 | 2,30 - 2,47 0,97 | 3,03 - 4,60 1.77 | 4,45 - 4,61 0,63 | 3,70 - 0,69 0,25 | 0,05 | 2,21 3,14 |
| | | Плагиоли- париты (15) | X S | 71,91 | 0,13 0,31 0,11 | 12,68 1,25 | 1,75 1,10 | 3,12 1,74 | 0,09 | 0,91 0,63 | 1,53 0,58 | 5,16 0,84 | 0,25 0,92 0,85 | 0,07 0,08 0,06 | 1,27 1,11 0,54 |
| 988 | · | Толеитовые базальты (4) | X S | 48,61 0,83 | 1,35 0,41 | 17,39 1,50 | 3,76 0,64 | 7,06 1,77 | 0,18 0,04 | 5,80 1,18 | 10,15 0,41 | 3,06 0,21 | 0,40 0,19 | 0,29 0,05 | 0,77 0,60 |
| андезитовая | Восточно- Таннуоль- ская зона | Андезито- базальты (8) | X | 52,32 0,93 | 1,13 0,27 | 17,27 1,49 | 5,58 2,09 | 3,80 1,17 | 0,17 0,07 | 4,40 1,02 | 7,14 1,66 | 3,60 1,22 | 1,26 0,59 | 0,26 0,04 | 2,25 1,05 |
| Липарито-ан | в Цент- ральной Туве | Андезиты (2) Дациты | $\frac{\overline{X}}{S}$ | 56,38 0,32 61,96 | 0,99 0,09 0,89 | 16,35 0,70 12,20 | 3,89 0,27 4,78 | 4,67 0,02 2,18 | 0,09 0,05 0,11 | 4,01 0,38 2,34 | 4,79 1,21 2,02 | 2,58 0,42 4,91 | 2,91 0,97 2,18 | 0,25 | 2,91 0,97 2,18 |
| Липв | | (5) Плагиоли- париты (7) | $\frac{S}{X}$ | 1,80 73,53 2,15 | 0,28 0,31 0,12 | 0,79 12,78 1,04 | 2,08 1,81 1,00 | 1,60 1,87 1,39 | 0,02 0,07 0,03 | 1,24 0, 53 0,35 | 0,46 1,03 0,35 | 1,66 4,34 1,05 | 1,32 2,88 1,86 | 0,09 0,06 0,04 | 1,32 2,88 1,86 |

* \dot{B} скобках указано количество анализов. Примечание. \overline{X} — среднее арифметическое, S — среднее квадратичное отклонение.

Среднее содержание элементов-примесей в эффузивах спилитокератофировой формации (в г/т) по Э.И. Пополитову и Т.М. Философовой [1972]

| Элемент | Спилиты (10)* | Кератофи- ры (7) | Кварцевые кератофи- ры (5) | Траппы Си- бирской платформы | Базальт океанов |
|---|--|--|---|---|---|
| Na K Rb Ba Sr Sn Pb Zr Ni Co | 1900 1,74 1,5 17 73 4,5 7,0 108 47 33 | 3600 2,79 3,8 65 103 4,1 6,2 70 13,5 | 3500 3,60 3,0 81 190 3,4 5,8 53 6,6 | 7100 1,75 27 100 130 - - 130 25 | 1400 2,03 1,2 14 115 - - 100 32 |
| V K/Rb Sr/Ba | 430 1270 4,3 | 320 947 1,6 | 135 1167 2,3 | 170 263 1,1 | 290 1170 8,2 |

^{*}В скобках указано количество анализов.

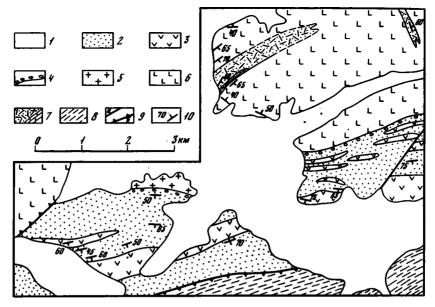
по максимуму на кривой выделялись породы, отвечающие по составу толеитовым базальтам (19 анализов) и плагиотипаритам (кварцевым кератофирам – 29 анализов). Кроме того, присутствуют оливиновые базальты (5 анализов), андезито-базальты (11 анализов), андезиты (4 анализа), дациты (10 анализов). Для всех пород характерно довольно низкое содержание TiO2: в эффузивах основного состава – 0,9–1%, кислого – 0,3–0,5%. Вероятно, при зелено-каменном изменении пород происходил вынос калия, чем и объясняется его низкое среднее содержание в породах при высоких значениях стандартного отклюнения.

Э.И. Пополитов и Т.М. Философова [1972], изучавшие содержание редких элементов в эффузивах спилито-кератофировой формации Западного Саяна, определили их как очень примитивные в геохимическом отношении (табл. 6). Базальтоиды Западного Саяна близки по геохимическим особенностям к океаническим и островодужным базальтам, в том числе по таким важным соотношениям, как K/Rb и Sr/Ba.

Имеющиеся материалы позволяют наметить общие закономерности латеральных изменений рассматриваемой формации.

На западном замыкании Хансынской антиклинали по р. Кизас В.Н. Шишков в основании разреза выделяет толицу кварцевых и бескварцевых кератофиров и их лавобрекчий, имеющих по северному крылу мощность 350 м, а по южному — 620 м. Верхняя часть формации сложена спилитами, диабазами, их лавобрекчиями с отдельными потоками и пачками кератофиров и их лавобрекчий. На северном крыле эта верхняя часть формации имеет мощность 810 м, а на южном — 1170 м, т.е. мощность формации по двум крыльям одной структуры в одном пересечении по р. Кизас меняется в 1,5 раза.

Восточнее, по северному крылу Хансынской антиклинали, по данным И.Н.Казакова и К.Н. Конюшкова [1967а,6], в видимых низах формации вскрывается толща кератофиров мощностью около 1000 м, а выше залегает толща спилитов, содержащая отдельные потоки кератофиров. Мощность толщи 1500 м.



Ф и г. 12. Геолого-литологическая карта района пос. Фабрика

1 — четвертичные отложения; 2-4 — нижний—средний кембрий, арбатская серия: 2 — зеленые песчаники, зеленые и сиреневые алевросланцы, редко гравелиты и конгломераты, 3 — зеленые и сиреневые андезитовые порфириты, реже их туфы, 4 — базальные конгломераты; 5 — майнские трондьемиты; 6-8 — венд—нижний кембрий: 6, 7 — монокская серия: 6 — диабазы, спилиты, андезитовые порфириты, редко туфы, кварцевые кератофиры, 7 — пачки и линзы туфопесчаников, туфоконгломератов, туфов и известняков, 8 — чингинская свита: темно—серые и зеленые кремнистые и глинистые сланцы, кварциты, спилиты; 9 — разломы: a — сбросы, 6 — взбросы; 10 — элементы залегания

Восточнее по южному крылу (см. фиг. 11, разрез Б) выделяется нижняя часть формации мощностью 2200 м, сложенная спилитами и диабазами, среди которых залегают пачки кварцевых и бескварцевых кератофиров мощностью до 450 м. Верхняя часть формации (1900 м) представлена различными кератофирами, среди которых залегает толща спилитов и их лавобрекчий мощностью 585 м.

Еще восточнее (см. фиг. 11, разрез В) по южному крылу почти полностью исчезают кератофиры и обнажается толща мощностью 2500 м, сложенная спилитами, среди которых наблюдаются покровы кварцевых кератофиров.

На восточном окончании Хансынской антиклинали в районе пос. Абаза, по данным М.Г. Баранова и А.Р. Левертова, в верхах спилито-кератофировой формации вновь появляется довольно много кератофиров, однако спилиты резко преобладают. На правобережье р. Абакан, в районе р. Малый Монок, обнажается стратотипический разрез нижне— и верхнемонокской свит. Там, по данным В.В. Велинского [1968], по берегу р. Абакан, в видимых низах разреза обнажаются кератофиры, содержащие пачки спилитов (мощность 400 м); выше лежит тольца спилитов, их туфов и туфоконгломератов (мощность 580 м); далее обнажаются андезиты и их туфы (мощность 250 м); венчается разрез пачкой кварцевых и бескварцевых кератофиров мощностью около 100 м. Характерно, что наряду с зеленокаменными спилитами по всему разрезу встречаются краснокаменные.

Восточнее, в междуречье рек Абакан и Табат (см. фиг. 11, разрезы Г, Д, Е), постепенно уменьшается количество кератофиров в составе формации, и к югу от пос. Табат, на горе Братовой, обнажается толща спилитов с четкой шаровой и подушечной отдельностью, с линзами зеленых яшм.

Далее к востоку картируется единая монокская серия, в верхах которой появляется большое количество андезитов (или кератоспилитов). В районе верховьев рек Сабинка, Катамор, Калы, Уй в видимых низах разреза (см. фиг. 11, разрез Ж) залегают кварцевые и бескварцевые кератофиры, среди которых наблюдаются отдельные покровы спилитов. Выше залегает толща спилитов, андезито-базальтов, андезитов (мощность до 2000 м).

Еще далее на восток широкое поле развития спитито-кератофировой формации начинается от района р. Большая Шушь. Однако обнаженность очень плохая, и представление о составе формации можно получить лишь по фрагментам разреза. Так, по р. Большая Шушь против с. Субботино наблюдается антиклинальная складка, где по южному крылу в обрыве коренного берега обнажаются (фиг. 12) в основном зелено- и темно-серые спилиты (более 550 м); выше залегает пачка туфопесчаников и туфоконгломератов с прослоями порфиритов и известняков (400 м). На осадочной пачке залегают спилиты, андезитовые порфириты, их туфы, образующие толщу мощностью более 500 м; и венчается разрез пачкой зеленых туфов и туфобрекчий андезитов и спилитов мощностью более 350 м. Вышележащие конгломераты, песчаники и алевролиты относятся к чеханской свите формации зеленых туфов.

Восточнее, в районе р. Бороксан, В.В. Велинский [1968] приводит разрез спилито-кератофировой формации, состоящей на 90% из кварцевых и бес-кварцевых кератофиров и их туфов, среди которых наблюдаются отдельные прослои туфов основного состава. Общая мощность толщи, перекрытой территенными породами чеханской свиты, составляет здесь 3700 м.

Еще восточнее ни верхняя, ни нижняя граница не обнажена, и в составе спилито-кератофировой формации вновь преобладают эффузивы основного и среднего состава (см. фиг. 11, разрезы З и И).

Таким образом, спилито-кератофировая формация представляет собой зеленокаменную эффузивную формацию, состоящую в основном из толеитовых базальтов и плагиолипаритов, отличающихся очень низким содержанием микро-элементов.

РИФО-ТУФО-КОНГЛОМЕРАТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Рифо-туфо-конгломератовая формация (верхнемонокская свита) развита только в западной половине северного склона Западного Саяна на сравнительно небольшой площади. Однако выделение этой формации имеет важное значение, так как ее формирование знаменует начало интенсивных поднятий.

Описываемая формация представлена зелеными и сиреневыми туфоконгломератами, конгломератами, туфопесчаниками, песчаниками, в меньшей степени – алевролитами, кремнистыми сланцами и лидитами. В виде обычно мелких рифов мощностью до 20 м при протяженности до 2 км залегают археоциатовые известняки, приуроченные, как правило, к конгломератовым горизонтам, причем в конгломератах наблюдаются многочисленная галька этих известняков и отдельные мелкие "подушки" известняков, являющиеся то ли глыбами, то ли мелкими биогермами. Иногда встречаются более крупные рифы, такие, как Кизасский (мощность 1000 м), на ручье Казлы (мощность 120, 260 м) Янкаускас, Журавлева, 1969] и на ручье Санаштыкгол (мощность более 100 м).

В составе рассматриваемой формации нередко наблюдаются отдельные потоки зеленых андезитов и андезито-базальтов, обычно называемых здесь плагио-клазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. Иногда их становится очень много, как, например, в районе р. Оны (см. фиг. 11, разрез В), а в районе р. Табат формация целиком латерально замещается средне-основными эффузивами верхов спилито-кератофировой формации.

Для описываемой формации характерна очень резкая фациальная изменчивость и колебания мощности от 700 до 2500 м. Отдельные петрографические разности образуют быстро выклинивающиеся линзы. Наиболее характерны линзы

конгломератов мощностью несколько сот метров, внутри которых прослеживаются прослои косослоистых и горизонтальнослоистых песчаников. Алевролиты и кремнистые сланцы нередко обладают четкой слоистостью, и их пачки мощностью до нескольких сот метров прослеживаются на большое расстояние, особенно в основании рассматриваемой формации. Туфоконгломераты местами обладают достаточно четкой грубой слоистостью, но часто слоистость почти не улавливается, особенно тогда, когда они превращаются в туфы с отдельной плавающей галькой, как, например, в районе устья р. Большой Арбат.

Рифо-туфо-конгломератовая формация имеет постепенные переходы со спилито-кератофировой формацией как в вертикальном, так и в латеральном направлении. На западе северного склона в разрезах граница между формациями проведена по пачке кремнистых сланцев и алевролитов, среди которых наблюдаются прослои спилитов и кератофиров; восточнее, в районе р. Оны и далее на восток, граница формации проведена по массовому появлению туфов основного и среднего состава. В верховьях р. Сос нижняя часть рифо-туфо-контломератовой формации замещается эффузивами спилито-кератофировой, а восточнее р. Табат вулканиты замещают и верхнюю часть рифо-туфо-контломератовой формации.

Обломочный материал в туфогенно-терригенных породах рифо-туфо-конгломератовой формации состоит исключительно из обломков вулканитов спилитокератофировой формации и археоциатовых известняков. Очень редко встречаются обломки трондьемитов майнского комплекса.

Состав туфогенного материала изучен недостаточно, но по данным $B_{\bullet}B_{\bullet}$ Велинского [1968], $3_{\bullet}\Pi_{\bullet}$ Любалинской и $\Gamma_{\bullet}\Gamma_{\bullet}$ Семеновой для западных районов и по данным автора для окрестностей рек Большой Арбат и Большой Монок он представлен вулканокластами диабазов и андезитов, причем последние преобладают.

Таким образом, вулканогенные породы рифо-туфо-конгломератовой формации представлены андезитами и андезито-базальтами (плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами) и главным образом их туфами. Все это их резко отличает от вулканогенных пород спилито-кератофировой формации в ее типичном выражении, за исключением верхов последней, развитых на северо-востоке Западного Саяна, где появляются андезиты и андезито-базальты, синхронные рифо-туфо-конгломератовой формации.

Имеющийся фактический материал позволнет наметить характер латеральных изменений описываемой формации. Так, по северному крылу Хансынской антиклинали по ручью Казлы [Янкаускас, Журавлева, 1969] нижний горизонт описываемой формации сложен толщей буровато—зеленых, темно—серых полосчатых кремнистых сланцев и лицитов (180 м), залегающих на кератофирах спилито—кератофировой формации. Выше лежит толща серых, зелено— и буро—серых, в верху грязно—зеленых граувакковых песчаников, содержащих прослои гравелитов и конгломератов, десять линз археоциатовых известняков (мощность 1450 м).

Западнее, по данным Г.Г. Семенова и В.Н. Шишлова, по р. Кизас обнажается Кизасский риф, где в основании разреза описываемой формации прослеживаются кремнистые сланцы и пироксен-плагиоклазовые порфириты (145 м). Выше лежат археоциатовые известняки мощностью 170 м, которые сменяются черными и грязно-зелеными кремнистыми алевролитами (195 м). Верхнюю часть разреза слагают археоциатовые известняки, содержащие многочисленные прослои (0,1-5 м) серо-зеленых алевролитов и мелкозернистых песчаников (300 м).

На западном периклинальном окончании Хансынской антиклинали развиты в основном серые и зелено-серые песчаники и алевролиты, содержащие крупные и мелкие линзы рифогенных археоциатовых известняков (мощность 800-1000 м), причем в основании продолжает прослеживаться пачка мощностью 100-200 м серых, зелено-серых, темно-серых лицитов, алевролитов, кремнистых сланцев с прослоями песчаников, пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

Восточнее, по южному крылу Хансынской антиклинали (см. фиг. 11, разрез Б), песчаники замещаются конгломератами и туфоконгломератами, линзы известня-ков становятся мелкими, но в основании разрезов остается толща кремнистых сланцев, переслаивающихся с порфиритами, кератофирами, их туфами (до 300 м) [Семенов, 1961].

На водоразделе р. Поперечный Кизас и левых притоков р. Оны, по данным Ю.П. Краськова и Р.А. Еферова (см. фиг. 11, разрез В), исчезает кремнисто-эффузивный базальный горизонт, конгломераты замещаются туфоконгломератами и туфами пироксен-плагиоклазовых порфиритов, а затем появляется много потоков пироксен-плагиоклазовых порфиритов мощностью 30-100 м. Мощность формации возрастает до 2-2,5 км.

Восточнее, в районе пос. Абаза [Лапин, Шарапов, 1961], рифо-туфо-кон-гломератовая формация представлена туфими, реже — пироксен-плагиоклазовыми порфиритами (мощность потоков 5-20 м), содержащими линзы и прослои туфоконгломератов, линзы археоциатовых известняков.

На правом берегу р. Абакан (см. фиг. 11, разрез Г) продолжает сохраняться вулканогенно-туфогенный характер разреза описываемой формации, но исчезают известняки. Однако уже в 10 км восточнее, в бассейне рек Малый Монок и Хозиндель (см. фиг 11, разрез Д), рассматриваемая формация представлена зелено— и буро-серыми туфоконгломератами, конгломератами, песчаниками и туфопесчаниками, среди которых наблюдаются линзы известняков. Лишь нижние части формации продолжают оставаться эффузивно-туфогенными. Мощность формации 1000—1500 м.

Далее, на левобережье р. Табат, А.И. Аноприенко закартировал латеральное замещение нижней части рифо-туфо-конгломератовой формации эффузивами, относимыми условно к спитито-кератофировой формации. На правом берегу р. Табат в устье р. Чазрыг, наблюдаются последние выходы рассмотренной формации.

Таким образом, рифо-туфо-конгломератовая формация характеризуется очень изменчивым составом и мощностью. Она формировалась в прибрежных условиях вблизи вулканических островов, поднятых над уровнем моря.

СПИЛИТО-ФТАНИТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Спилито-фтанито-сланцевая формация (чингинская свита) обнажается в Джойском, Борусском и Куртушибинском шовных горстах и, по-видимому, залегает в основании Джебашского и Центрально-Западно-Саянского синклинориев.

Спилито-фтанито-сланцевая формация представлена спилитами, вариолитами, диабазами и в меньшей степени — их туфами, углисто-кремнистыми, глини—сто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами и филлитами, микроквар-цитами, в том числе фтанитами, и известняками. В значительно меньших количествах, в основном в верхних частях формации, наблюдаются песчаники, гравелиты, конгломераты. Кроме основных эффузивов, очень редко встречаются кератофиры и андезиты.

Для пород спилито-фтанито-сланцевой формации характерен серый, темно-серый, черный цвет пород, который обусловлен обычно примесью углистого материала и закисного железа в породах и отличает их от пород других формаций, имеющих обычно зеленую окраску. Однако серый цвет является только определяющим, и среди пород формации присутствуют зеленые и зелено-серые породы — спилиты, туфы, филлиты, белые и светло-серые известняки и кварциты, редко — сиренево-серые вулканиты, кремнистые сланцы.

Спилито-фтанито-сланцевая формация выделяется в основном по присутствию черных и темно-серых глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов, хотя они занимают в объеме формации обычно не более 30-40%.

По подсчетам В.М. Йсакова [1974], спилито-фтанито-сланцевая формация на 40% состоит из вулканогенных пород, причем 30% приходится на эффузивные, имеющие состав толеитовых базальтов, а 10% — на щелочные

оливиновые базальты. Осадочная часть описываемой формации состоит из филлитов, углистых сланцев, известняков, составляющих 35% общего объема формации, микрокварцитов (10%), алевролитов, песчаников, гравелитов (15%).

Породы рассматриваемой формации довольно сильно метаморфизованы, и нередко первичный состав пород узнается с трудом.

Эффузивные породы спилито-фтанито-сланцевой формации представлены, как правило, афанитовыми и вариолитовыми разностями базальтов и спилитов. Нередко встречаются миндалекаменные разности с мелкими миндалинами, выполненными обычно хлоритом. Шаровая отдельность в базальтоидах сохраняется только в единичных случаях, так как породы подвертлись интенсивному зеленокаменному изменению, настолько интенсивному, что даже при микроскопическом изучении породы опознаются во многих случаях с большим трудом. Обычно видны мелкие лейсты плагиоклаза, погруженные в альбит-актинолит-соссоритовую тонкозернистую массу. Иногда обнаруживаются реликты пироксенов. В вариолитах вариоли сложены волокнами альбита, между которыми находится тонкозернистая масса, сложенная эпидотом, цоизитом, хлоритом, актинолитом и пироксеном.

Нередко встречаются эффузивы с реликтами диабазовой структуры и вкрапленниками уралитизированного и хлоритизированного пироксена. Такие разности принадлежат по составу щелочным оливиновым базальтам и иногда пикритам.

Г.Г. Семенов и З.П. Любалинская [1972], детально изучившие вулканогенные породы в западной части Куртушибинского горста, где метаморфизм пород относительно слабый, наблюдали подушечную шаровую плоскоглыбную отдельность в потоках, обычно состоящих внизу из тонкокристаллического диабаза с параллелепипедально-плитчатой отдельностью или из вариолитов с нечеткой крупноподушечной отдельностью, выше – из вариолитов с подушечной и плоскоглыбовой отдельностью, а в верху потока — обычно из вариолитов с мелкошаровой и мелкоглыбовой отдельностью. Мощность потоков обычно 12-25 м.

Судя по имеющимся анализам, среди вулканитов спилито-фтанито-сланце-вой формации изредка встречаются кератофиры. Их положение в разрезе неизвестно, а петрографическое описание отсутствует.

Обобщая данные по химическому составу эффузивных пород спилито-фтанито-сланцевой формации (см. табл. 5), следует указать, что из анализов, данные о которых опубликованы В.В. Велинским [1968], В.Н. Лапиным [Волков и др., 1970], 58 приходится на толеитовые базальты со средним содержанием SiO2 49,78% и 47 — на щелочные оливиновые базальты, содержащие в среднем 46,01% SiO2. Кроме того, встречены пикриты (6 анализов)с содержанием SiO2 от 36,18 до 43,45% и риолиты (8 анализов). Для базальтоидов описываемой формации характерно повышенное содержание TiO2 — 1,87—1,89%, и даже в риолитах содержится 0,67% TiO2. Содержание К2О во всех эффузивах очень низкое (0,77—0,85%).

При изучении вулканогенных образований Куртушибинского горста [Люба-линская, Семенов, 1970] установлено, что эффузивные излияния носили трещинный характер, лава имела большую температуру и обладала высокой подвижностью, что доказывается наличием протяженных потоков мощностью 0,5—2 м. В верхних частях формации указанными выше авторами наблюдались небольшие вулканические аппараты центрального типа.

Туфогенные породы в формации играют резко подчиненную роль по сравнению с эффузивными. По данным Г.Г. Семенова и З.Н. Любалинской [1969], обычно наблюдаются туфогенно-осадочные образования, имеющие ритмичное строение, при мощности ритмов 0,3-1 м. Нижняя часть ритмов сложена в основном туфогенным материалом, а верхняя – глинистым и кремнистым. Пирокластический материал представлен остроугольными обломками спилитов и разложившегося стекла.

В верхней части формации встречаются мелководные туфопесчаники, состоящие из угловатых обломков спилитов и окатанных обломков кварца, погруженных в глинисто-кремнистую, реже – в глинисто-карбонатную массу.

Вероятно, здесь уместно остановиться на одном из аспектов проблемы гипер-базитов. В данном случае следует сказать о мелких послойных телах серпентинитов, очень широко развитых в Борусском, Куртушибинском и Актовракском горстах среди пород спилито-фтанито-сланцевой формации. На наш взгляд, совершенно справедливы представления П.А. Никитчина [1972] о том, что часть этих тел является эффузивными потоками. П.А. Никитчин в районе пос. Ак-Довурак описал линзовидную залежь мощностью 30-80 м, прослеженную на 2 км и сложенную в западной части миндалекаменными серпентинитами. Миндалины неправильной формы выполнены карбонатом и сосредоточены в основном в висячем борту залежи. Внутри залежи встречаются полости (10 х 30 см), выполненные карбонатом. Серпентиниты сложены микрокристалическим агрегатом из листочков и розеток антигорита со значительной примесью "хлопьев" карбоната.

На восток миндалекаменные серпентиниты, начиная с висячего бока, сменяются лавобрекчиями, а затем агломератами. Брекчии состоят из обломков (размером от 1-5 мм до 4-10 см) черного серпентинита, погруженных в светло-зеленый массивный и пузырчатый серпентинит.

Среди брекчий встречен маломощный (0,5-1 м) прослой известковистых туфов ультраосновного состава, прослеженный на 15 м по простиранию. В туфах нередко хорошо видна слоистость. Они состоят из остроугольных обломков (0,01-5 мм) серпентинита. Цемента много, до 50%, состоит он из смеси карбоната и серпентинита. Вблизи пос. Ак-Довурак встречен прослой лиловых тонкослоистых серпентинитов. Тонкая волнистая слоистость обусловлена струйчатым расположением окислов железа в серпентините.

Следует отметить, что очень широкое развитие тел серпентинитов в венднижнекембрийских офиолитовых формациях, отмеченное A_0B_0 Ильиным и Γ_0A_0 Кудрявцевым [1973], отсутствие приуроченности их к определенным разломам или поясам не позволяют считать все эти мелкие тела протрузиями. Весьма вероятно, что часть из них является первично-вулканогенными породами, тем более что в составе чингинской свиты в Западном Саяне отмечаются пикриты с содержанием SiO_2 , близким к ультрабазитам (табл. 7), хотя эти породы различаются между собой по содержанию других окислов.

Несомненно, что поставленный вопрос о происхождении мелких тел гипербазитов для своего решения нуждается в дальнейшем изучении эффузивных толщ и главным образом серпентинитов мелких тел.

Осадочные породы в спилито-фтанито-сланцевой формации состоят из метаморфизованного глинистого и углистого материала и кремнистого вещества, превращенного к криптозернистый агрегат кварца. Эти компоненты находятся в разных соотношениях, чем и обусловлено в основном все разнообразие встречающихся пород.

Филлиты и кремнистые спанцы обычно четкосланцеватые, с видимыми чещуйками серицита по плоскостям рассланцевания. Они состоят из агрегата мелких зерен кварца, серицита, хлорита, углистого вещества или графита. Нередко присутствуют пирокласты разложенного плагиоклаза и более крупные — базальтоидов, видимых нередко макроскопически. Эта примесь туфогенного материала, иногда незначительная, иногда достигающая 30% объема породы, очень характерна для сланцев описываемой формации. Количество кремнистого вещества колеблется в широких пределах.

Обычно породы обладают сланцеватой текстурой, но нередко встречаются массивные разности, состоящие из тех же минералов. Эти породы трудно назвать сланцами, но другого названия для них пока нет. Цвет пород зависит от примеси углистого вещества и хлоритизации глинистого материала. Филлиты имеют серый или зелено—серый цвет, для кремнистых сланцев обычно характерны серые окраски, но изредка встречаются зеленые. Следует отметить, что в филитах наблюдаются отдельные зерна кварца алевролитовой размерности, и нередко их можно называть алевритистыми филитами и даже с обильным глинистым матриксом.

Таблица 7

Сопоставление химических составов пикритов спилито-фтанито-сланцевой альпинотипных гипербавитов (вес. %)

| Породы | SiO_2 | ${ m TiO}_2$ | Al ₂ O ₃ | Fe_2O_3 |
|--|----------------|--------------|--------------------------------|---------------------|
| Спилиты из Куртушибинско- го хребта по Г.М. Влади- мирскому | 36,18 39,66 | 1,53 1,89 | 11,06 11,46 | 3,33 5,85 |
| Средний состав гипербази- тов по А.В. Пинусу [1957] (39 анализов) | 3 9,69 | 0,18 | 1,77 | 3,12 |
| Гипербазиты Лысогорского комплекса по В.М. Ивано- ву и др. [1971] (28 ана- лизов) | 42,07 | 0,30 | 2,38 | 2,87 |

Фтаниты имеют черный или темно-серый цвет, образуют обычно прослои и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 0,5-1 м, залегают среди кремнистых сланцев. Нередко встречаются более мощные пласты и линзы фтанитов, ассоциирующих обычно с эффузивами основного состава и более светлыми кварцитами. Мощность таких кварцитовых слоев может достигать 100 м и более. Светло-серые и белые микрокварциты нередко по простиранию переходит в темные фтаниты. Но в других случаях наблюдались переходы по простиранию известняков в микрокварциты, причем в зоне перехода встречаются окварцованные известняки. Нередко на границе светлых микрокварцитов с филлитами или туфами наблюдается окварцевание последних. Такие взаимоотношения позволили говорить о метасоматическом происхождении микрокварцитов [Пинус и др., 1955]. С другой стороны, наличие гальки микрокварцитов в конгломератах чингинской свиты, присутствие микрокварцитов в виде тонких прослоев делают несомненным вывод об осадочном происхождении микрокварцитов [Никитчин, 1971]. По-видимому, прав В.А. Кузнецов [Пинус и др., 1955], который считал, что микрокварциты имеют разное происхождение осадочное и метасоматическое, Вероятно, первоначально кремнезем осаждался в морском бассейне, и при этом образовывались фтаниты и кремнистые сланцы. Затем хемогенно-осадочный кремнезем перераспределялся в процессе метаморфизма толц, в результате чего образовывались метасоматические кварциты. Источником кремнезема, вероятно, служили подводные фумаролы, связанные с интенсивным вулканизмом венда - нижнего кембрия.

Взаимоотношения спилито-фтанито-сланцевой формации с породами меланократового фундамента неясны. В исследованных местах они контактируют по разломам. Латеральные границы описываемой формации удается наблюдать только на западе северного склона Западного Саяна, в верховьях р. Кизас (см. фиг. 7). Там, по данным В.Н. Шишлова, в ядре синклинали прослеживается единый горизонт известняков, залегающий на северном крыле в верхах рифотуфо-контломератовой формации (верхнемонокская свита), а на южном крыле внутри спилито-фтанито-сланцевой формации (чингинская свита), т.е. там наблюдается латеральный переход между двумя формациями.

В обнажающихся в этом районе (хребет Шаман) нижних частях спититофтанито-сланцевой формации появляется много кератофиров, в чем сказывается своеобразный характер формации в этих местах, отражающий переход к спитито-кератофировой формации.

Строение спилито-фтанито-сланцевой формации изучить очень трудно, и

| | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | П.п.п. |
|---|-----------------------|--------------|---------------|------------------------|-------------------|------------------|---------------|
| - | 6,07 9, 3 1 | 0,15 0,26 | 17,50 7,24 | 9,04 1 7, 99 | 2,02 0,36 | 0,37 0,62 | 11,95 5,05 |
| | 4,49 | 0,12 | 42,11 | 0,47 | 0,01 | Спеды | 6,67 |
| | 10,94 | 0,24 | 32,48 | 6,26 | 0,30 | 0,06 | Не подсч. |

пока имеются лишь общие представления об этом. Дело в том, что описываемая формация (чингинская свита) обнажается только в узких горстах (Джойском, Борусском, Куртушибинском), в которых породы залегают очень круто; нередко наблюдается опрокинутое залегание. Поскольку чингинская свита с породами меланократового фундамента и с вышележащими образованиями граничит по разломам, то определение верха и низа конкретных разрезов всегда неоднозначно, а сопоставление отдельных разрезов носит сугубо приближенный характер или вообще невозможно. Тем не менее можно наметить некоторые закономерности фациальных изменений чингинской свиты в каждом горсте.

На западе северного склона Западного Саяна (Джебашский горст) достаточно четко устанавливается верх и низ чингинской свиты.

По данным Г.Г. Семенова [1961], В.М. Исакова [1974], П.С. Антонова и В.Н. Шишлова, в районе хребта Шаман наблюдается мощный разрез венднижнекембрийских образований, находящихся в опрокинутом залегании. Там к Джебашскому разлому примыкает толща зеленокаменно-измененных, а местами превращенных в амфиболиты спилитов и диабазов, содержащих прослои кварцевых кератофиров, серых известняков, черных кремнистых сланцев и фтанитов. Мощность этой толщи по разным оценкам колеблется от 1300 до 4700 м.

Выше залегает толица (800 м) черных и серых глинисто-кремнистых сланцев, содержащих в верхах покровы миндалекаменных спилитов и серых кератофиров. На этой толице лежат серые и черные известняки, иногда архео-циатовые (375 м), а затем серые, зелено-серые и бурые мелко- и средне-зернистые песчаники, серые и черные алевролиты и филлиты (750 м). Выше с постепенным переходом наблюдаются чеханские зеленые песчаники.

Восточнее, по р. Малый Абакан (фиг. 13 вкл., разрез А), В.Н. Шишлов указывает наличие большого количества черных кремнистых сланцев и фтанитов в верхней половине нижней вулканогенной толщи (2500 м), появление большого количества серых и зеленовато-серых песчаников, туфопесчаников, реже – спилитов в верхней осадочной части разреза и соответственно увеличение мощности до 4500 м по сравнению с 2000 м на северном склоне хребта Шаман.

Далее на восток нижняя вулканогенная толща прослеживается до р. Чехан, причем в разрезе по водоразделу рек Чехан и Карасибо (см. фиг. 13, разрез Б).

На правобережье р. Чехан нижняя вулканогенная толща почти целиком срезается Джебашским разломом, а в основании верхней части описываемой формации появляются контломераты и песчаники, состоящие из обломков микрокварцитов, кремнистых сланцев и филичтов. Эти конгломераты на водоразделе

рек Кокайты и Карасук (правый приток р. Чехан) залегают на зеленокаменных эффузивах нижней толци, а рядом — на черных и серых кремнистых сланцах, характерных для всей более восточной части Джойского горста. Можно предполагать, как уже говорилось (см. фиг. 5), что конгломераты перекрывают древний пологий надвиг.

Верхняя часть спилито-фтанито-сланцевой формации по водоразделу рек Кокайлы и Карасук (см. фиг. 13, разрез В) в нижней части (2000 м) сложена зелеными туфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, содержащими отдельные потоки андезитовых и пироксеновых порфиритов. В низах, выше базальных конгломератов, и в верхах наблюдаются горизонты известняков (25-75 м). Выше залегают серые, темно- и зелено-серые глинисто-кремнистые сланцы и известковистые фириты (1100 м). Кровля формации фиксируется зелеными туфопесчаниками чеханской свиты.

Восточнее, уже в 2,5 км от р. Карасук, туфогенная часть верхней подсвиты полностью выклинивается и выше конгломератов и известняков, залегающих на черных кремнистых сланцах, филлитах и фтанитах, лежит верхняя сланцевая пачка.

Аналогичное строение имеет спилито-фтанито-сланцевая формация и далее к востоку, вплоть до р. Большой Арбат, а далее полоса развития формации ограничена с двух сторон разломами; породы залегают с крутыми падениями на юг, и можно только предполагать, что толщи находятся в опрокинутом залегании.

На Джойском хребте в районе горы Калган автор выделил три мощные толщи в составе спилито-фтанито-сланцевой формации. Нижняя (южная) представлена черными и серыми фтанитами с частыми прослоями черных углистых филитов, алевролитов и известняков (700 м). Средняя сложена темно-серыми рассланцованными туфами, зеленовато-серыми спилитами, серыми алевролитами и филитами, содержащими прослои фтанитов, известковистых филитов и кремнистых сланцев (около 1800 м). Верхняя толща образована светло-серыми и серыми микрокварцитами, черными фтанитами, серыми и зелено-серыми филитами, реже – рассланцованными туфами спилитов (500 м).

Далее на восток на правобережье р. Енисей по р. Сизой (см. фиг. 13, разрез Г) автором наблюдалась спилито-фтанито-сланцевая формация, почти не содержащая эффузивов. В видимом основании разреза (на юге) обнажаются темно- и зелено-серые филлиты с прослоями черных фтанитов, серых известняков и микрокварцитов, черных углисто-кремнистых сланцев (1500 м). Выше залегает мощная толща серых домитизированных известняков (800 м), которые сменяются зеленовато-серыми тонкорассланцованными филлитизированными туфами, редко — туфобрекчиями (850 м). Венчается разрез толщей серых и черных филлитов и фтанитов (550 м).

Восточнее, по р. Малая Шушь (см. фиг. 13, разрез Д), нижняя часть (2000 м) описываемой формации, по данным В.М. Исакова [1974], сложена диабазами, спилитами, их туфами, содержащими прослои и пачки черных фтанитов, серых известняков и филлитов. Выше залегают черные и серые углистокремнистые сланцы, филлиты, черные фтаниты, содержащие в верхах потоки пироксеновых диабазовых порфиритов, пикритов и их туфов (750 м). Таким образом, в этом пересечении спилито-фтанито-сланцевая формация на 45% представлена вулканогенными породами.

Еще восточнее, в районе р. Оя, по данным И.Б. Филипповой и В.М. Исакова, в составе рассматриваемой формации развиты в основном зеленые, темно-серые до черных кремнисто-глинистые сланцы, филиты, углисто-кремнистые сланцы и образующие отдельные прослои грязно-зеленые рассланцованные туфы пироксеновых диабазовых порфиров, серых известняков и черных фтанитов, редкие покровы диабазов. Общая видимая мощность толици достигает 2600 м.

Далее на восток спилито-фтанито-сланцевая формация прослеживается узкой прерывистой полосой и представлена серыми и зелеными, иногда – лиловыми

филитами, серыми и темно-серыми глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами с редкими прослоями микрокварцитов, песчаников, гравелитов и пироксеновых диабазовых порфиритов.

Таким образом, спилито-фтанито-сланцевая формация довольно сильно меняется при движении вдоль Джойского горста. Как правило, в ее составе по отдельным разрезам можно выделить существенно вулканогенную толицу, но приуроченность ее к одному стратиграфическому уровню не доказана.

В Борусском горсте породы спилито-фтанито-сланцевой формации обнажаются в отдельных тектонических клиньях обычно в сочетании с массивами гипербазитов, поэтому выяснение стратиграфической последовательности там еще более затруднено. В наиболее широкой части Борусского горста В.М. Исаков и В.П. Коробейников [1969] описали разрез в районе горы Копен, где породы залегают в крутой моноклинали с падениями пород на юг под углами 70-85°. Исходя из тектонических представлений и из строения описываемой формации в этом месте, вероятнее всего предположить, что породы находятся в опрокинутом залегании. Тогда разрез горы Копен (см. фиг. 13, разрез Е) будет трактоваться следующим образом. В видимом основании разреза залегают метаморфизованные базальтовые порфириты и их туфы (300-400 м), выше лежат черные фтаниты и серые микрокварциты с прослоями филлитов и серых известняков (500 м), выше - серые окремнелые базальтовые порфириты и их туфы (350 м), затем черные фтаниты, зеленые микрокварциты, темные углисто-кремнистые сланцы окремнелых известняков и кварцитовых брекчий (650 м). Видимая верхняя часть разреза сложена в нижней части (450 м) серо-зелеными песчаниками с прослоями конгломератов, выше обнажаются темно-серые туфы и туфосланцы, темные фтаниты, содержащие линзы автохтонных конгломератов.

Далеко на восток чингинская свита встречается в узких тектонических клиньях и хорошо узнается по темно-серым и черным фтанитам, кремнистым сланцам и филлитам, среди которых встречаются отдельные потоки и пачки спилитов и вариолитов, редко – кератофиров [Велинский, 1968].

Наиболее широкое развитие спилито-фтанито-сланцевая формация получила в Куртушибинском шовном горсте. Однако и там в связи с широким развитием разломов, в том числе доскладчатых шарьяжей, трассированных телами гипербазитов, все стратиграфические построения носят сугубо условный характер.

В юго-западной части Западного Саяна, вернее, уже по северному борту Хемчикско-Систигжемского прогиба описываемая формация обнажается в Актовракском горсте, который условно можно отнести к той же полосе выходов формации, что и Куртушибинский горст.

В Актовракском горсте строение рассматриваемой формации подробно изучено С.С. Куликовым, а затем В.В. Зайковым и Е.В. Зайковой [1969], П.А.Ни-китчиным [1972]. Нижняя часть формации (алтыбулакская свита — 2200 м) представлена диабазовыми порфиритами, спилитами и их туфами, среди которых встречаются отдельные прослои и линзы микрокварцитов, а в верхах — и известняков. В этой эффузивной толще П.А. Никитчин описал миндалекаменные серпентиниты, брекчиевую лаву, туфы и агломераты ультраосновного состава, превращенные в серпентиниты. Верхняя часть формации (акдуругская свита — 400—600 м), представленная известняками, песчаниками и алевролитами, залегает с небольшим размывом на нижней.

По западному краю Куртушибинского горста описаны стратиграфические разрезы чингинской и аккольской свит [Сивов, 1953]. Там, в районе Енисея (см. фиг. 13, разрез 3), А.Г. Сивовым [1953], Г.М. Владимирским и Н.М.За-дорожной [1967], И.П. Палеем [1960] описан по частям разрез спилитофтанито-сланцевой формации, который можно представить в сводном виде следующим образом. В видимом основании залегает толща (650 м) зеленосерых филлитов с прослоями микрокварцитов, выше — толща (1350 м) темнозеленых актинолитовых и глаукофановых ортосланцев с прослоями фтанитов и

кремнистых сланцев и выше – пачка (300 м) известняков с прослоями углисто-кремнистых сланцев. Эти толщи отнесены к аккольской свите. Выше, по Г.М. Владимирскому и Н.М. Задорожной, залегает чингинская свита, в нижней части (2000 м) состоящая из зеленокаменных спилитов и диабазов, содержащих прослои туфов, лавобрекчий, кремнистых сланцев, и в верхней (1000 м) – из серых и черных глинисто-кремнистых сланцев и филитов, содержащих прослои туфов, туфопесчаников, массивных археоциатовых и слоистых известняков.

Следует отметить, что уверенности в такой последовательности напластования пород нет, так как, вероятно, в этом районе широко развиты доскладчатые надвиги, трассированные телами серпентинитов. По крайней мере несколько восточнее, в районе верхнего течения р. Урбун (см. фит. 9), надвиги хорошо картируются.

Восточнее, как уже говорилось, широко развиты шарьяжи, однако в районе р. Золотой В.М. Исаков [1974] считает возможным составить разрез описываемой формации, в котором в видимом основании выделяет толщу вишневых и зеленых филлитов (500 м), затем толщу (3500-3800 м) спилитов, диабазов, вариолитов, их туфов, содержащих в верхах прослои фтанитов и серых филлитов. Венчается разрез толщей (300 м) серых и черных филлитов, кремнистых сланцев, фтанитов, содержащих потоки спилитов и прослои известняков с остатками водорослевых структур. Выше залегает толща лиловых и зеленых андезитовых и диабазовых порфиритов, зеленых алевролитов и туфопесчаников, редко — лиловых яшмоидов, условно относимая к аласугской свите среднего кембрия, но возможно, имеющая древний нижнекембрийский возраст (тереш-кинская толща — формация зеленых туфов).

В восточной части Куртушибинского горста, в районе рек Ореш и Коярд, Я.В. Сарбаа (см. фиг. 13, разрез Г) приводит сводный разрез, составленный из отдельных фрагментов, так как в этом месте широко развиты продольные взбросы и шарьяжи (см. фиг. 6). По его представлениям, нижняя часть спилитофтанито—сланцевой формации сложена серыми, зелеными филлитами и углисто-кремнистыми сланцами, содержащими отдельные покровы спилитов и диабазовых порфиритов, редкие прослои фтанитов (1800 м). Выше залегает толща (1100 м) серо—зеленых, зеленых, серых диабазов, спилитов, вариолитов, их туфов и туфобрекчий, среди которых содержатся отдельные прослои филлитов. Верхняя часть формации (1500 м) представлена серыми и черными углисто—кремнистыми сланцами и фтанитами, серыми и зелеными филлитами, редко — туфопесчаниками и водорослевыми известняками. Вероятно, при подсчете мощностей Я.В. Сарбаа пытался учесть мелкую складчатость, вводя поправочный коэффициент.

На крайнем востоке Западного Саяна автором [Кудрявцев, Херасков, 1963] в 1960 г. был описан сводный разрез в верховьях рек Тихой, Амыл, Чени (см. фиг. 13, разрез К). Там в основании спилито-фтанито-сланцевой формации имеется толща серых и черных филитов, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, содержащих прослои фтанитов и алевролитов и редкие покровы спилитов (3100 м). Выше выделяются зелено-серые, серые, зеленые спилиты, диабазы, вариолиты, содержащие частые прослои серых и черных филитов, кремнистых сланцев, фтанитов (2600 м). Верхи описываемой формации обнажаются за пределами Куртушибинского горста на краю Центрально-Западно-Саянского синклинория, в верховьях р. Амыл, на горе Победа, где развита толща (1000 м) серых, темно-серых, зелено-серых филитов, глинисто-кремнистых сланцев, микрокварцитов, ортосланцев, реже — зеленых хлоритовых сланцев и метаморфизованных алевролитов [Хересков, 1970]. Встречаются мелкие линзы серпентинитов. Взаимоотношения этой толщи с толщами, развитыми в Куртушибинском горсте, неясны.

В целом в Куртушибинском горсте почти повсеместно выделяется мощная (1000-2500 м) вулканогенная толща, которая подстилается и перекры-вается осадочными образованиями. Аналогичные вулканогенные толщи выде-

ляются и в Джойском, и в Борусском горстах. Правда, нет достаточной уверенности, что вулканиты в разных разрезах залегают на одном стратиграфическом уровне. Так, по мнению В.В. Беззубцева и Г.Г. Семенова, в верховьях р. Урбун эффузивы слагают нижние части ритмопачек, верхи которых представлены в основном осадочными породами. Таких ритмопачек они выделили семь при общей мощности разреза 22 600 м.

В целом изучение литологии пород спилито-фтанито-сланцевой формации показывает, что они в большей части формировались в глубоководных условиях, так как среди них отсутствуют грубообломочные терригенные породы, рифо-генные известняки и другие породы, типичные для образования мелководного моря. Только в верхних частях описываемой формации появляются туфопесчаники, конгломераты и гравелиты, рифогенные известняки, что указывает на смену условий осадконакопления к концу периода формирования спилитофтанито-сланцевой формации. Условия становятся близкими к условиям формирования вышележащей островодужной формации зеленых туфов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Со спилито-кератофировой и рифо-туфо-конгломератовой формациями связаны интрузии трондьемитов, со спилито-фтанито-сланцевой формацией пара-генетически связаны гипербазиты и габброиды, происхождение которых вызывает в настоящее время оживленную дискуссию. Габброиды и гипербазиты условно разделяются на две формации – габбро-пироксенит-дунитовую и алыпинотипных гипербазитов.

Трондьемитовой. На тектонической карте они разделены условно.

В Майнской интрузии развиты в основном розовато-серые среднезернистые трондыемиты и плагиограниты, состоящие из кварца, нередко дающего идио-морфные зерна, кислого плагиоклаза с небольшими участками антипертито-вых прорастаний и ограниченного количества зерен зеленой роговой обманки, биотита.

В краевых частях массива трондьемиты становятся порфировидными, имеющими светлую мелкозернистую основную массу и порфировые выделения бипирамидального кварца. Эти породы очень похожи на кератофиры вмещающей спитито-кератофировой формации.

В краевых же частях нередко наблюдаются более основные разности пород: роговообманковые кварцевые и роговообманковые диориты, авгитовые габбро и габбро-нориты. Основные породы слагают также немногочисленные мелкие тела вблизи южного контакта Майнского плутона.

В.Н. Смышляев [1958а,6], детально изучивший Майнский комплекс, выделяет ряд фаз внедрения. К первой фазе он относит габбро-нориты, роговообманковые габбро средне- и крупнозернистые трахитоидные, состоящие из
битовнита, авгита, бронзит-гиперстена или салита, иногда — роговой обманки
и кварца. Ко второй фазе им отнесены трондьемиты, слагающие 85-90% всего
комплекса, и к третьей — биотитовые плагиограниты. Кроме того, выделяются
весьма немногочисленные дайки микрогранитов, пегматитов, диабазов, диоритпорфиритов.

Майнский комплекс несомненно отличался длительностью формирования, так как первая галька трондьемитов, как уже отмечалось, появляется в рифотуфо-конгломератовой верхнемонокской серии, в то же время трондьемит-

порфиры прорывают низы вышележащей формации зеленых туфов (чеханскую свиту) на левобережье р. Уй. Наши наблюдения показывают, что трондьемит—порфиры, вероятно, представляют собой наиболее позднюю фазу внедрения этого плительно формирующегося комплекса.

К трондьемитовой формации несколько условно можно отнести габбро-диабазы и плагиогранит-порфиры, редко – плагиограниты, развитые в районе рек Малый Абакан и Она в западной части Джойского горета (тараскрыский или анзасский комплекс). По данным Г.Г. Семенова, З.П. Любалинской, В.Н. Шишлова, Р.А. Еферова и других, среди спилито-кератофировой толщи хребта Шаман наблюдаются послойные тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до 200-800 м метаморфизованных габбро-диабазов и кварцевых плагиогранит-порфиров. По данным С.Л.Халфина [1963], плагиогранит-порфиры состоят из альбита (60-65%), кварца (26-30%) и небольшого количества роговой обманки и актинолита. Редко встречаются зерна ортоклаза.

Габбро-диабазы с трудом отличаются от вмещающих диабазов. Однако местами они переходят в роговообманковое габбро. В.В. Богатский и III.Д. Курцерайте [1966] описывают габбро-диабазы, трахитоидные габбро, оливиновые габбро. В то же время на правобережье р. Малый Абакан наблюдается тесная связь плагиогранитов с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации, где И.М. Волохов и М.В. Иванов [1968] описали аллометаморфизм габброидов, за счет которых развиваются апогаббровые катаклазиты, затем амфиболиты, диориты, кварцевые диориты, тоналитовые и плагиогранитные гнейсы. Здесь же развиты дайкообразные тела силурийских гранитов.

Метасоматическую альбитизацию, вплоть до образования альбитовых сиенитов, описывают для Анзасского железорудного месторождения Д.И. Павлов [1964], В.В. Богацкий и Ш.Д. Курцерайте [1966], в то же время указывая, что в этом месте встречаются как меланократовые габброиды, так и лейко-кратовые, т.е. габброиды, возможно, принадлежат стратиформным массивам габбро-пироксенит—дунитовой формации.

Следует отметить, что плагиограниты большинством исследователей считаются комагматичными кварцевым кератофирам вмещающей формации. С другой стороны, плагиогранитная интрузия прорывает в районе все толщи кембрия, включая среднекембрийскую курчепскую свиту, и содержится в гальке конгломератов, весьма условно относимых к ордовику. Возможно, часть платиогранитов хребта Шаман, особенно в районе Анзасского железорудного месторождения, является более молодой.

Все сказанное выше показывает сложные взаимоотношения трондьемитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций на западе Джойского горста, в зоне латерального перехода между спилито-кератофировой и спилито-фтанито-сланцевой формациями.

Петрохимическое изучение пород трондьемитовой формации (табл. 8) показало, что трондьемиты имеют резко выраженную натровую специализацию
и очень похожи по своему химизму на кварцевые кератофиры (см. табл. 5)
вмещающих формаций. Это относится как к Майнской интрузии [Смышляев,
1958а,6], так и к плагиогранитам хребта Шаман [Халфин, 1963]. В то же
время габброиды майнского комплекса [Иванов и др., 1971] резко отличаются
от эффузивов основного состава вмещающей формации очень низким содержанием окиси титана (0,06%). Весьма вероятно, что эти габброиды носят гибридный характер и возникли в приконтактовых частях трондьемитовой интрузии.
Э.И. Пополитов (устное сообщение), изучивший тонкие геохимические особенности майнских трондьемитов, пришел к выводу, что последние являются
дифференциатами базальтовой магмы, характеризующейся примитивным бедным
геохимическим фоном, а габброиды имеют гибридное происхождение.

Формация альпинотипных гипербазитов представлена очень широко в шовных горстах Западного Саяна, особенно в Борусском и Куртушибинском. В Джойском горсте [Немцович, 1971, 1973] наблюдаются только мелкие массивы гипербазитов, обычно сочетающиеся с габброидами,

которые преобладают. В тех случаях, когда габброиды стратифицированы и гипербазиты развиты слабо, массивы относятся к габбро-пироксенит-дунитовой формации, в других случаях ультраосновные и основные породы отнесены к альпинотипным. К сожалению, разделение гипербазитов и базитов на две формации носит пока условный характер и для своего подтверждения нуждается как в материалах полевых наблюдений, так и петрографо-петрохимических.

В Борусском горсте развиты главным образом гипербазиты, слагающие крупный Борусский массив и ряд более мелких. Габброиды развиты незначительно только в западной части горста. В районе хребта Стан-Таскыл В.М. Исаков [1974] упоминает о наличии постепенного перехода между гипербазитами и габброидами, но детально его не описывает. В Борусском массиве М.И. Юдин [1957, 1959] описал субмеридиональные дайкообразные тела слабосерпентинизированных дунитов среди гарцбургитов, подвергавшихся сильной серпентинизации, а местами — и оталькованию. Создается впечатление, что дуниты являются более молодыми метасоматическими, причем в результате образуется дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс.

Для южной части этого же массива М.И. Юдин [1957] описал полосчатые и птигматитовые текстуры, имеющие метасоматическое происхождение. По-лосчатость обусловлена чередованием полос оталькованного энстатита (4-10 см) и полос свежего дунита (0,5-4 см). В других случаях дунит образует более широкие (30-40 см) полосы.

Лучше всего изучены гипербазиты Куртушибинского горста, где работами Г.В. Пинуса [Пинус и др., 1955], Ю.Н. Колесника [Пинус, Колесник, 1966], В.П. Еремеева и А.К. Сибилева [1969, 1970], С.П. Боброва [1964], Н.Л. Добрецова, Л.Г. Пономарева [1976], П.П. Кузнецова [1976] и автора выяснено строение отдельных массивов. Гипербазиты обычно представлены в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, в меньшей степени — дунитами; редко встречаются верлиты и лерцолиты. С гипербазитами широко ассоциируют габброиды, представленные роговообманковыми габбро, редко — пироксеновыми габбро и габбро—амфиболитами.

В.П. Еремеевым и А.К. Сибилевым [1969, 1970], П.П. Кузнецовым [1976] хорошо изучен Иджимский массив, расположенный в верховьях рек Коярд, Стерлиг и Ореш (см. фиг. 6), где в ядре гипербазитового массива залегает комплекс, представленный чередованием дунитов и гарцбургитов. Ядро окружено гарцбургитами; на западном контакте развиты серпентиниты, рассланцованные по разлому, а на востоке гарцбургитован зона сменяется зоной перцолитов и верлитов. Гипербазиты с юга и востока окружены крупными полими габброидов. Я.В. Сарбаа в верховьях р. Стерлиг закартировал в общем горизонтальный контакт гипербазитов и габбро, причем гипербазиты обнажаются по долине реки, а габбро слагают склоны и вершины гор.

Севернее, в верховьях рек Тихая и Амыл, Я.В. Сарбаа (устное сообщение) выделил зону постепенного перехода между габброидами и гипербазитами, где на протяжении 50-70 м наблюдалось переслаивание габброидов и пироксенитов. "Слои" круто падают на восток – юго-восток.

В верховьях р. Коярд А.К. Сибилев продемонстрировал автору хорошо обнаженный "разрез" габброидов и гипербазитов. Этот же разрез описан Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревым [1976] и особенно подробно П.П. Кузнецовым [1976]. Там удается наблюдать, как в дунит-гарцбургитовом, местами полосчатом комплексе появляются вкрапленники моноклинного пироксена и редкие дайки родингитизированных диабазов. Структурно выше залегают клинопироксениты, содержащие линзы дунитов и верлитов (мощность "слоя" 10-50 м). Еще выше залегают меланократовые и лейкократовые габбро и габбро-нориты, образующие линзы, вытянутые вдоль контакта с гипербазитами. Наряду с габбро встречаются линзы пироксенитов и троктолитов. В основании габбрового "слоя" мощностью 200-300 м нередко наблюдается интрузивная брекчия, состоящая из остроугольных глыб верлитов и пироксенитов, сцементиро-

Таблица 8 Средние составы интрузивных пород по комплексам и формациям венда-кембрия (вес. %)

| Форма- ция | Комплекс | Породы | Ī | SiO_2 | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | П.п.п. |
|---------------------------------|--|--|--|---|--------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|--|-------------------------------|--|--|------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|------------------------------|
| Трондьемитовая | Майнский [Иванов и др., 1971; Смышля- ев,1963а] | Трондье миты (15)* Габброиды (8) | $\frac{\overline{x}}{s}$ | 73,43 2,24 51,28 5,30 | 0,28 0,12 0,41 0,14 | 13,10 1,04 15,45 2,97 | 1,76 0,57 3,47 1,38 | 2,38 1,12 8,55 2,46 | 0,08 0,05 0,07 0,005 | 0,77 0,53 9,30 2,96 | 2,23 0,96 7,78 2,62 | 4,15 0,70 1,65 0,99 | 0,66 0,54 0,59 0,60 | 0,04 | 1,12 0,64 1,17 0,56 |
| | Тарас- кырский [Халфин, 1963] | Плагио- граниты (16) Габброиды (6) | $\frac{\overline{x}}{s}$ | 69,67 1,39 47,56 2,85 | 0,39 0,21 2,16 1,37 | 14,40 1,48 15,19 2,22 | 1,89 1,49 4,80 1,53 | 1,95 0,64 6,53 1,21 | 0,02 0,02 0,15 0,05 | 1,15 0,79 9,54 1,42 | 1,99 0,76 7,99 4,98 | 6,72 1,13 3,13 | 0,48 0,68 0,59 0,23 | 0,09 0,04 0,53 0,46 | 0,64 0,49 2,21 |
| Габбро-пироксенит- дунитовая | Булкин- ский [Иванов и др., 1971] | Габброиды (33) Пироксени- ты (3) Серпентини- ты (3) | $\frac{\overline{X}}{S}$ $\frac{S}{X}$ $\frac{S}{X}$ S | 46,86 4,33 45,51 38,58 1,48 | 1,11 1,38 0,88 0,29 0,16 | 18,98 7,27 6,23 3,65 1,87 | 2,81 2,22 2,33 | 6,45 3,85 11,46 считывал 16,51 2,15 | 0,13 0,07 0,21 | 8,78 5,45 20,60 32,19 4,64 | 11,60 2,30 11,18 7,84 3,28 | 2,28 0,95 0,72 0,37 | 0,27 0,34 0,10 0,02 0,01 | 0,03 0,04 0,07 Не опр. | 1,19 Не подсч. То же |
| | Лысогор- ский [Иванов и др.,1971] | Диориты (7) Габ б роиды (66) | $\frac{\overline{X}}{S}$ | 56,52 4,77 46,19 3,97 | 0,67 0,20 0,62 0,49 | 17,93 1,24 16,63 4,61 | 3,30 1,90 3,13 1,64 | 4,78 1,38 6,64 1,96 | 0,11 0,06 0,18 0,07 | 4,70 1,52 10,80 4,43 | 7,19 1,75 12,18 3,13 | 3,30 0,42 1,50 0,94 | 1,03 0,38 0,28 0,31 | 0,02 0,05 0,037 0,01 | # # # |

| | Лысогор- ский [Иванов и др., 1971] | Пироксени- ты (55) Ультрабази- ты (28) | $\frac{\overline{X}}{S}$ | 46,17 2,87 42,07 2,72 | 0,50 0,29 0,30 0,18 | 5,05 3,06 2,38 1,30 | 3,41 1,13 2,87 1,40 | 7,26 1,88 10,94 3,57 | 0,22 0,08 0,24 0,09 | 22,21 3,80 32,48 4,39 | 12,73 3,28 6,26 4,62 | 0,51 0,28 0,30 0,21 | 0,085 0,08 0,06 0,06 | 0,002 0,01 0,005 0,013 | * |
|--------------|---|---|--------------------------|---|--------------------------------------|--|---|--|--|---|--|--------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|--|
| | ский [Пи- | Габброиды (9) Пироксени- ты (3) Ультрабази- ты суммар- | _ | 46,71 4,71 51,70 1,10 36,69 | 1,11 0,48 0,07 0,02 0,18 | 13,82 1,74 1,70 0,41 1,77 | 2,67 1,51 2,38 0,49 3,12 He no | 8,41 2,50 5,10 0,64 4,49 | 0,18 0,05 0,12 0,01 0,12 | 8,63 3,75 36,03 1,77 42,11 | 12,19 5,49 1,42 0,50 0,47 | 2,15 1,49 Следь 0,01 | 0,60 i Het - | Не опр. То же | 3,37 1,80 1,48 0,18 6,67 |
| гипербазитов | леганов] | во (46) | X S X S | 38,27 1,74 40,00 1,66 44,91 5,29 | 0,14 0,15 0,37 0,32 | 1,72 1,17 2,09 1,40 1,61 0,71 | 3,29 0,97 2,13 1,16 3,31 0,93 | 4,91 1,00 6,07 1,16 3,71 1,45 | 0,14 0,02 0,11 0,27 0,20 0,07 | 45,62 2,38 44,34 1,55 38,41 1,51 | 0,33 0,29 0,56 0,35 1,61 0,49 | Нет - Нет - 0,10 0,09 | Нет - Нет - 0,03 0,03 | | 4,76 2,57 3,91 1,89 5,15 2,70 |
| | | Серпенти- ниты (8) | X S | 39,36 1,38 | 0,02 0,05 | 1,92 1,69 | 4,65 1,04 | 2,71 1,14 | 0,14 0,05 | 38,30 2,08 | 0,4 8 0,53 | 0 ,02 0,04 | Нет - | * | 11,34 1,51 |

^{*}В скобках указано количество анализов. Примечание. \overline{X} – среднее арифметическое, S – среднее квадратичное отклонение.

ванных лейкократовым габбро. "Слой" габбро прорывается редкими дайками зеленокаменных габбро-диабазов.

Структурно выше залегает мощная толща габбро-диабазов, причем в ее основании местами видна интрузивная брекчия, состоящая из глыб габброидов и пироксенитов, сцементированных габбро-диабазами. Последние слагают комплекс параллельных даек мощностью до 2 км. П.П. Кузнецов [1976], детально изучивший эти разрезы, указывает, что внизу залегает слой мощностью 350-400 м зеленокаменных габбро-диабазов, слагающих дайки, перпендикулярные общей расслоенности габбро-гипербазитового комплекса и местами секущие друг друга. Широко развита родингитизация. Встречаются дайки серых диабазов.

Структурно выше залегает слой даек серых диабазов, между которыми сохранились линзы среднезернистых габбро и габбро—диабазов. В верхах между дайками появляются мелкие линзы хлоритовых ортосланцев. Мощность слоя до 1500 м. С породами чингинской свиты габбро контактируют по разлому.

Кроме описанных габбро, в тех же районах встречаются габбро, которые автор наблюдал в верховьях р. Амыл, в районе пос. Октябрьского. Здесь габбро и габбро-диориты развиваются за счет вулканитов венданижнего кембрия и, возможно, за счет дайкового комплекса. Там встречено поле амфиболизированных пиабазов, микропиоритов, микрогаббро, срепнезернистых габбро и габбро-диоритов, пегматоидных крупнозернистых габбро. Взаимоотношение пород из-за плохой обнаженности выявить не удалось, однако создается впечатление о метасоматическом замещении габброидами эффузивных пород. Правда, Ю.М. Коллеганов, проводивший крупномасштабную геологическую съемку в этом районе, считает, что там в поле базальтоидов развиты мелкие штоки, силлы, дайки габброидов. В районе пос. Чеблаковки он описал спаянный контакт габбро и базальтов, причем в габбро наблюдались отдельные ксенолиты эпидотизированных эффузивных пород, а вмещающие эффузивы не изменены. Кроме того, им же описан в верховьях р. Изензюль активный контакт габброидов с зелеными филлитами, причем в эндоконтакте наблюдались ксенолиты эпидотизированных и окварцованных сланцев, а в экзоконтакте - маломощная зона эпидотизации и окварцевания.

Южнее, в верховьях рек Ореш, Коярд, Омул, Я.В. Сарбаа отнес все габброиды к комплексу "полингенно-метаморфических пород по эффузивам". Им описаны амфиболиты, габбро-диоритоподобные плагиоклаз-амфиболевые породы и габбро.

Г.В. Пинус [1953а,б], сравнительно давно развивая мысль о полингенном происхождении габброидов за счет основных эффузивов, описал в районе урочища Хопсек в Куртушибинском хребте постепенный переход от габбро через амфиболиты к эффузивам основного состава.

На крайнем северо-востоке Западного Саяна наблюдается Эргакский гипербазитовый массив, довольно детально описанный С.П. Бобровым [1964] и Ю.М. Коллегановым. Ими установлена лополитообразная форма массива и концентрическая зональность внутри массива. Западный и восточный контакты имеют падение под массив под углами 30-50°, а южный контакт – крутое падение на юг (70-80°) и сопровождается катаклазитами или меланжем (серпентинитовые конгломераты по С.П. Боброву [1964]). Массив имеет серпентинитовую оторочку, а внутренние части сложены "пластами" дунитов мощностью от нескольких дециметров до нескольких метров, залегающих среди полосчатых гарцбургитов, полосчатость которых обусловлена чередованием крупно— и мелкозернистых разностей, содержащих различное количество пироксена. Полосчатость имеет падение к центру массива, где преобладают дуниты, среди которых наблюдаются вкрапленные хромитовые руды. В краевых частях массива встречены лерцолиты и верлиты.

Таким образом, в Западном Саяне наблюдается типичная офиолитовая ассоциация с последовательностью пород, аналогичной установленной в других, более изученных местах [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972]. В осно-

вании геосинклинального разреза залегают дуниты и гарцбургиты, выше находятся расслоенные габброиды, сменяющиеся комплексом параллельных даек,
являющихся подводящими каналами для эффузивных пород спилито-фтанитосланцевой формации, которая венчает разрез офиолитовой ассоциации. Эта
последовательность обычно нарушена многочисленными разломами, в том числе
и доскладчатыми пологими надвигами. Отсутствие активных контактов между
гипербазитами и вмещающими породами не позволяет считать гипербазиты
интрузивными. По-видимому, они являются отторженцами верхней мантии,
выдвинутыми в верхние горизонты земной коры по крупным разломам или в
ядрах гигантских антиклиналей.

К.В. Боголепов и А.Л. Яншин [1973] впервые для Алтае-Саянской области описали аналогичные взаимоотношения гипербазитов, амфиболитов и базальтоидов для Чаган-Узунского массива в Горном Алтае.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация, как уже отмечалось, развита только по северному склону Западного Саяна. К этой формации отнесены Лысогорский и Шаманский массивы, расположенные в районе р. Малый Арбат и детально описанные И.М. Волоховым и В.М. Ивановым [1963; Иванов, Волохов, 1968; Кутолин и др., 1966]. Эти четко расслоенные массивы сложены дунитами, гарцбургитами, верлитами, лерцолитами, вебстеритами, диаллагитами, норитами, габбро-норитами, роговообманковыми габбро, анортозитами, горнблендитами, биотитсодержащими роговообманковыми габбро, редко – диоритами и кварцевыми диоритами. Массивы имеют воронкообразную форму, падение "слоев" внутрь массива, причем при движении от периферии к центру массива повышается кислотность пород. Кроме того, внутри слоев наблюдается ритмичность, причем основания ритмов сложены основными и меланократовыми разностями, а верхние части – более кислыми лейкократовыми.

Восточнее, на левом берегу р. Большой Арбат, возможно, к этой формации относится Изыхский массив, сложенный в основном габброидами, но по южному краю которого развиты гипербазиты. К сожалению, массив плохо изучен.

На северо-востоке Западного Саяна к описываемой формации относится Булкинский массив, описанный В.М. Немцовичем [1968, 1974], Д.М. Орловым, Ю.М. Коллегановым, И.М. Волоховым [Иванов, Волохов, 1968]. По данным Ю.М. Коллеганова, "слои" мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков метров сложены габбро, габбро-норитами, роговообманковыми габбро, лейкократовыми габбро, анортозитами, горнблендитами, плагиоклазитами. К центру массива понижается основность пород и преобладают лейкократовые разности. На краю массива Д.М. Орловым отмечены дуниты, но в целом массив габбро-анортозитовый. К этому же комплексу отнесены более мелкие Сыдыгский и Айнинский массивы, расположенные восточнее, за пределами описываемой территории, по краю Торжинской впадины. В Сыдыгском массиве довольно широко развиты гарцбургиты и пироксениты, а также плагиограниты.

Следует отметить, что взаимоотношения формации альпинотипных гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовой формации неясны. Вероятнее всего, они близки по своему генезису; и возможно, что расслоенные массивы обязаны своим происхождением процессам метасоматоза по схеме, разработанной А.А. Ефимовым [1973] для платиноносной полосы габброидов Урала. В.М. Иванов и Й.М. Волохов [1968] считают, что расслоенные интрузии образовались в результате магматической дифференциации. Вопрос этот для своего решения нуждается в детальных петрографических исследованиях.

В настоящее время можно сказать, что рассмотренные формации различаются по петрохимическим особенностям. Результаты анализов альпинотипных гипербазитов сведены Г.В. Пинусом и Ю.Н. Колесником [1966], а гипербазитов и габброидов габбро-пироксенит-дунитовой формации – В.М. Ивановым, И.М. Волоховым [1968]. По габброидам имеются только анализы образцов Ю.М. Коллеганова по району верховьев р. Амыл. Сравнение анализов гипербазитов (см. табл. 8) двух формаций прежде всего показывает их различия по коэффициенту Хесса. Для альпинотипных гипербазитов отношение окиси

ванных лейкократовым габбро. "Слой" габбро прорывается редкими дайками зеленокаменных габбро-диабазов.

Структурно выше залегает мощная толща габбро-диабазов, причем в ее основании местами видна интрузивная брекчия, состоящая из глыб габброидов и пироксенитов, сцементированных габбро-диабазами. Последние слагают комплекс параллельных даек мощностью до 2 км. П.П. Кузнецов [1976], детально изучивший эти разрезы, указывает, что внизу залегает слой мощностью 350-400 м зеленокаменных габбро-диабазов, слагающих дайки, перпендикулярные общей расслоенности габбро-гипербазитового комплекса и местами секущие друг друга. Широко развита родингитизация. Встречаются дайки серых диабазов.

Структурно выше залегает слой даек серых диабазов, между которыми сохранились линзы среднезернистых габбро и габбро-диабазов. В верхах между дайками появляются мелкие линзы хлоритовых ортосланцев. Мощность слоя до 1500 м. С породами чингинской свиты габбро контактируют по разлому.

Кроме описанных габбро, в тех же районах встречаются габбро, которые автор наблюдал в верховьях р. Амыл, в районе пос. Октябрьского. Здесь габбро и габбро-диориты развиваются за счет вулканитов венданижнего кембрия и, возможно, за счет дайкового комплекса. Там встречено поле амфиболизированных диабазов, микродиоритов, микрогаббро, среднезернистых габбро и габбро-диоритов, пегматоидных крупнозернистых габбро. Взаимоотношение пород из-за плохой обнаженности выявить не удалось, однако создается впечатление о метасоматическом замещении габброидами эффузивных пород. Правда, Ю.М. Коллеганов, проводивший крупномасштабную геологическую съемжу в этом районе, считает, что там в поле базальтоидов развиты мелкие штоки, силты, дайки габброидов. В районе пос. Чеблаковки он описал спаянный контакт габбро и базальтов, причем в габбро наблюдались отдельные ксенолиты эпидотизированных эффузивных пород, а вмещающие эффузивы не изменены. Кроме того, им же описан в верховьях р. Изензюль активный контакт габброидов с зелеными филлитами, причем в эндоконтакте наблюдались ксенолиты эпидотизированных и окварцованных сланцев, а в экзоконтакте - маломощная зона эпидотизации и окварцевания.

Южнее, в верховьях рек Ореш, Коярд, Омул, Я.В. Сарбаа отнес все габброиды к комплексу "полингенно-метаморфических пород по эффузивам". Им описаны амфиболиты, габбро-диоритоподобные плагиоклаз-амфиболевые породы и габбро.

Г.В. Пинус [1953а,6], сравнительно давно развивая мысль о полингенном происхондении габброидов за счет основных эффузивов, описал в районе урочища Хопсек в Куртушибинском хребте постепенный переход от габбро через амфиболиты к эффузивам основного состава.

На крайнем северо-востоке Западного Саяна наблюдается Эргакский гипербазитовый массив, довольно детально описанный С.П. Бобровым [1964] и Ю.М. Коллегановым. Ими установлена лополитообразная форма массива и концентрическая зональность внутри массива. Западный и восточный контакты имеют падение под массив под углами 30-50°, а южный контакт – крутое падение на юг (70-80°) и сопровождается катаклазитами или меланжем (серпентинитовые конгломераты по С.П. Боброву [1964]). Массив имеет серпентинитовую оторочку, а внутренние части сложены "пластами" дунитов мощностью от нескольких дециметров до нескольких метров, залегающих среди полосчатых гарцбургитов, полосчатость которых обусловлена чередованием крупно— и мелкозернистых разностей, содержащих различное количество пироксена. Полосчатость имеет падение к центру массива, где преобладают дуниты, среди которых наблюдаются вкрапленные хромитовые руды. В краевых частях массива встречены лерцолиты и верлиты.

Таким образом, в Западном Саяне наблюдается типичная офиолитовая ассоциация с последовательностью пород, аналогичной установленной в других, более изученных местах [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972]. В осно-

вании геосинклинального разреза залегают дуниты и гарцбургиты, выше находятся расслоенные габброиды, сменяющиеся комплексом параллельных даек,
являющихся подводящими каналами для эффузивных пород спилито-фтанитосланцевой формации, которая венчает разрез офиолитовой ассоциации. Эта
последовательность обычно нарушена многочисленными разломами, в том числе
и доскладчатыми пологими надвигами. Отсутствие активных контактов между
гипербазитами и вмещающими породами не позволяет считать гипербазиты
интрузивными. По-видимому, они являются отторженцами верхней мантии,
выдвинутыми в верхние горизонты земной коры по крупным разломам или в
ядрах гигантских антиклиналей.

К.В. Боголепов и А.Л. Яншин [1973] впервые для Алтае-Саянской области описали аналогичные взаимоотношения гипербазитов, амфиболитов и базальтоидов для Чаган-Узунского массива в Горном Алтае.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация, как уже отмечалось, развита только по северному склону Западного Саяна. К этой формации отнесены Лысогорский и Шаманский массивы, расположенные в районе р. Малый Арбат и детально описанные И.М. Волоховым и В.М. Ивановым [1963; Иванов, Волохов, 1968; Кутолин и др., 1966]. Эти четко расслоенные массивы сложены дунитами, гарцбургитами, верлитами, лерцолитами, вебстеритами, диалиагитами, норитами, габбро-норитами, роговообманковыми габбро, анортозитами, горнблендитами, биотитсодержащими роговообманковыми габбро, редко – диоритами и кварцевыми диоритами. Массивы имеют воронкообразную форму, падение "слоев" внутрь массива, причем при движении от периферии к центру массива повышается кислотность пород. Кроме того, внутри слоев наблюдается ритмичность, причем основания ритмов сложены основными и меланократовыми разностями, а верхние части – более кислыми лейкократовыми.

Восточнее, на левом берегу р. Большой Арбат, возможно, к этой формации относится Изыхский массив, сложенный в основном габброидами, но по южному краю которого развиты гипербазиты. К сожалению, массив плохо изучен.

На северо-востоке Западного Саяна к описываемой формации относится Булкинский массив, описанный В.М. Немцовичем [1968, 1974], Д.М. Орловым, Ю.М. Коллегановым, И.М. Волоховым [Иванов, Волохов, 1968]. По данным Ю.М. Коллеганова, "слои" мощностью от долей сантиметра до нескольких десятков метров сложены габбро, габбро-норитами, роговообманковыми габбро, лейкократовыми габбро, анортозитами, горнблендитами, плагиоклазитами. К центру массива понижается основность пород и преобладают лейкократовые разности. На краю массива Д.М. Орловым отмечены дуниты, но в целом массив габбро-анортозитовый. К этому не комплексу отнесены более мелкие Сыдыгский и Айнинский массивы, расположенные восточнее, за пределами описываемой территории, по краю Тоджинской впадины. В Сыдыгском массиве довольно широко развиты гарцбургиты и пироксениты, а также плагиограниты.

Следует отметить, что взаимоотношения формации альпинотипных гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовой формации неясны. Вероятнее всего, они близки по своему генезису; и возможно, что расслоенные массивы обязаны своим происхождением процессам метасоматоза по схеме, разработанной А.А. Ефимовым [1973] для платиноносной полосы габброидов Урала. В.М. Иванов и И.М. Волохов [1968] считают, что расслоенные интрузии образовались в результате магматической дифференциации. Вопрос этот для своего решения нуждается в детальных петрографических исследованиях.

В настоящее время можно сказать, что рассмотренные формации различаются по петрохимическим особенностям. Результаты анализов альпинотипных гипербазитов сведены Г.В. Пинусом и Ю.Н. Колесником [1966], а гипербазитов и габброидов габбро—пироксенит—дунитовой формации — В.М. Ивановым, И.М. Волоховым [1968]. По габброидам имеются только анализы образцов Ю.М. Коллеганова по району верховьев р. Амыл. Сравнение анализов гипербазитов (см. табл. 8) двух формаций прежде всего показывает их различия по коэффициенту Хесса. Для альпинотипных гипербазитов отношение окиси

магния к суммарной окиси железа равно в среднем 5,8, а для гипербазитов габбро-пироксенит-дунитовой формации – всего 2,4. Различия габброидов менее четкие, но все же альпинотипное габбро содержит больше магния (MgO – 14,7%) и железа ($FeO + Fe_2O_3 - 11,3%$) по сравнению с габбро расслоенных интрузий (MgO – 10,1%; $FeO + Fe_2O_3 - 9,3%$), хотя соотношения их приблизительно одинаковые, т.е. расслоенные габброиды в целом более лейкократовые.

Роговообманковые габбро, развитые в тех же местах, возможно, являются более молодыми метасоматическими образованиями и связаны с формированием метасоматических и интрузивных массивов плагиогранитов.

ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ

ФОРМАЦИЯ ЗЕЛЕНЫХ ТУФОВ

Формация зеленых туфов очень широко развита в Западном Саяне и в Туве. Она представлена граувакковыми песчаниками и алевролитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, туфами андезитов, реже — андезитовыми порфирами. В качестве прослоев встречаются глинистые сланцы, известняки, контиомераты и аркозовые песчаники. Наиболее характерными породами являются зеленые туфопесчаники, граувакковые песчаники и туфы. Судя по описаниям, эта формация очень похожа на формацию зеленых туфов третичного возраста, выделяемую японскими геологами по западной окраине Тихого океана [Геологическое развитие Японских островов, 1968]. Эту формацию по составу можно было бы назвать андезито-граувакковой. В Майнском синклинории и по юговосточному краю Западного Саяна в пределах Тувы указанные выше породы зеленокаменно изменены, и для них характерны ядовито-зеленые, зеленые, грязно-зеленые, зелены-серые цвета.

Граувакковые песчаники в формации зеленых туфов состоят из полуокатанных обломков соссюритизированных и хлоритизированных вулканитов, окатанных обломков кварца и кислого плагиоклаза, сцементированных обычно эпидот-кремнистым, эпидот-хлоритовым или эпидот-карбонатным цементом. Песчаники обычно плохо сортированные, неслоистые, хотя и встречаются слоистые разности.

Туфопесчаники отличаются от граувакковых песчаников с большим трудом – по наличию угловатых обломков андезитовых порфиритов, особенно если эти обломки более крупные среди полуокатанных более мелких обломков.

Туфы и туфобрекчии отличаются особенно ярким эпидот-зеленым цветом, причем особенно сильно эпидотизированы угловатые обломки порфиритов, часто хорошо видимые макроскопически на фоне более светлой основной массы.

Эффузивные породы в составе описываемой формации встречаются редко; обычно они представлены зелено-серыми, зелеными и сиреневыми андезитовыми порфиритами. В порфиритах имеются мелкие вкрапленники соссюритизированного плагиоклаза, реже — хлоритизированного пироксена, погруженные в сильно соссюритизированную гиалопилитовую основную массу. В.В. Велинский [1968] приводит четыре анализа эффузивов из района р. Большая Шушь. Анализы показывают их принадлежность к андезито-базальтам с очень низким содержанием калия. Средний состав этих пород можно охарактеризовать следующими числами:

 SiO_2 — 51,64/1,29, TiO_2 — 1,00/0,44, Al_2O_3 — 13,91/1,09, Fe_2O_3 — 5,37/2,07, FeO — 5,40/1,78, MnO — 0,21/0,04, MgO — 6,30/1,27, CaO — 7,95/2,91, Na_2O — 3,64/0,61, K_2O — 0,12/0,39, P_2O_5 — 0,20/0,11, n_0n_0n — 3,89/1,27 (числитель — среднее арифметическое, знаменатель — среднее квадратичное отклонение).

Эти эффузивы аналогичны андезитам верхов спилито-кератофировой формации, чем еще раз подчеркивается постепенный переход между двумя форма-

циями и, в частности, выявляется, что эволюция магматизма не везде совпадает с появлением терригенных пород, указывающих на возникновение островов.

В Джебашском и Центрально-Западном-Саянском синклинории, а также в Чулышманской зоне Горного Алтая указанные породы превращены в зеленые метаморфические сланцы, причем для пород, развитых по туфогенным и вулка-ногенным породам, характерен парагенез альбита, актинолита, эпидота, хлорита, кальцита, реже — глаукофана, магнетита и гематита. Для сланцев, развившихся по осадочным породам, характерен парагенез кварца, хлорита, серицита, кальцита, альбита. Метаморфические породы по внешнему облику весьма однообразны, и мощные толици, ими сложенные, расчленяются с большим трудом. До последнего времени метаморфические сланцы относились к докембрию многими исследователями, хотя появляется все больше и больше данных об их кембрийском возрасте [Владимирский, Черноморский, 1959; Зоненшайн, 1963; Херасков, 1970] и о положении их выше спилито-фтанито-сланцевой формации.

При макро— и микроскопическом изучении метаморфических сланцев нередко удается установить по реликтам первичных структур характер первичной породы, по которой они образовались. Природа большинства сланцев устанавливается по аналогии с теми разностями сланцев, в которых сохранились реликты первичных структур. Поэтому, как уже отмечалось, можно выделить орто— и парасланцы.

Ортосланцы состоят из альбита, актинолита, эпидота и хлорита, находянцихся в разных количественных взаимоотношениях. Текстуры пород обычно массивные, но иногда встречаются полосчатые. При микроскопическом изучении нередко удается наблюдать реликты гиалопилитовой или диабазовой структуры, нередко видны четкие вкрапленники, обычно гранулированные и состоящие из агрегата альбитовых зерен. Таким образом, несомненно часть описываемых сланцев образована по вулканогенным породам (порфиритоиды), однако часто можно наблюдать точкие прослои аналогичных сланцев среди парасланцев или мраморов, и тогда предполагать их вулканогенную природу трудно. Возможно, они в этих случаях образованы по туфам или по грауваккам, мало отличающимся от туфов по составу. Вероятно, в эту группу ошибочно включено некоторое количество парасланцев, но их невозможно отличить по составу от истинных ортосланцев.

Парасланцы состоят из кварца, альбита, хлорита, серицита и карбоната, находящихся в разных количествах, чем обусловлены разные названия сланцев. Для пород характерна полосчатая текстура, хотя встречаются и довольно массивные разности. В тех случаях, когда это можно установить по прослоям известняков или ортосланцев, всегда видно, что полосчатость совпадает с первичной слоистостью. С другой стороны, сланцеватость обычно совпадает с полосчатостью, но нередко оказывается секущей, особенно в зонах разломов. Очень часто, особенно в массивных разностях, наблюдаются округные, относительно крупные зерна кварца, включая и гравийные, или бластические агрегаты зерен кварца, образовавшиеся по обломочным зернам кварца; нередко устанавливаются реликты псаммитовой текстуры, что указывает на первичную территенную природу и на осадочное происхождение сланцев.

Подводя итоги, можно сказать, что джебашская свита по первичному составу похожа на арбатскую серию, но, вероятно, содержала больше вулкано-генных пород, так как порфиритоиды встречаются повсеместно. Если считать, что большинство так называемых ортосланцев образовано по туфопесчаникам и граувакковым песчаникам, то можно считать джебашскую свиту в основном осадочной.

Для формации зеленых туфов не характерна четкая слоистость пород, хотя и встречаются отдельные пачки с градационной слоистостью. Обычно наблюдаются очень мощные однообразные толщи неслоистых туфопесчаников и граувакковых песчаников, чередующихся с менее мощными пачками граувак-ковых песчаников, содержащих прослои зеленых и липовых алевролитов и алевро-

сланцев; кроме того, выделяются пачки неслоистых туфов и туфобрекчий. Редко встречаются пачки мощностью до нескольких сотен метров тонкого переслаивания песчаников и алевролитов.

В метаморфизованной до зеленых сланцев формации зеленых туфов первичную слоистость удается уловить редко, так как она затушевывается метаморфической полосчатостью. В этом случае характерны мощные однообразные толщи одинакового состава и наличие отдельных пачек переслаивания пара— и ортосланцев, известняков и ортосланцев, кварцитовых сланцев и сланцев.

Формация зеленых туфов на севере Западного Саяна обычно с постепенными переходами залегает на рифо-туфо-конгломератовой, причем граница проводится по исчезновению мощных пачек конгломератов и появлению однообразных зеленых туфопесчаников. В районе пос. Абаза наблюдается налегание верхней части формации зеленых туфов с размывом на рифо-туфо-конгломератовой. На северо-западе Западного Саяна формация зеленых туфов с постепенным переходом сменяет вверх по разрезу спилито-фтанито-сланцевую формацию, и граница проводится по исчезновению мощных пачек серых филлитов и появлению мощных пачек зеленых туфопесчаников.

Метаморфические толщи, относимые к формации зеленых туфов, имеют также постепенные переходы со спилито-фтанито-сланцевой формацией; правда, непосредственные контакты между ними сохранились лишь в немногих местах (см. фиг. 2, 5). Граница проводится по исчезновению мощных пачек темно-серых сланцев, кварцитов и по преобладанию в разрезе зеленых мета-морфических сланцев.

На востоке Куртушибинского антиклинория в районе р. Амыл (см. фиг. 3) наблюдается налегание метаморфических сланцев с конгломератами в основании на спилито-фтанито-сланцевую формацию.

По южному борту Куртушибинского горста отмечается несогласное налегание на спилито-фтанито-сланцевую формацию относительно слабометаморфизованной формации зеленых туфов (аласугская свита), представленной в низах валунными конгломератами. Латеральные границы описываемой формации в Западном Саяне неизвестны, так как формация прослеживается далеко за его пределы во все стороны.

По материалам геологических съемок и специальных исследований можно наметить латеральные изменения рассматриваемой формации.

Формация зеленых туфов, выполняющая Майнский синклинорий на северном склоне Западного Саяна, достаточно четко разделяется на две части: нижнюю туфогенно-терригенную (чеханская свита) и верхнюю терригенную (курчепская свита). Наиболее полно эта формация представлена в Курчепской и Арбатской синклиналих, в западной части Майнского синклинория, где ее строение хорошо изучено благодаря работам И.Н. Казакова, К.Н. Конюшкова [1967а,6], Г.Г. Семенова, З.П. Любалинской [1972], Н.Н. Хераскова [1974], М.Г. Баранова, Р.А. Еферова, Ю.И. Красько, А.Р. Левертова, В.Н. Шишлова и др.

Характерный разрез формации зеленых туфов наблюдается по северному крылу Курчепской синклинали, по р. Абакан (фиг. 14 вкл., разрез А), описанный В.Н. Шишловым. Там выше туфоконгломератов и туфопесчаников рифо-туфоконгломератовой формации залегают ядовито-зеленые туфы андезитов и андезито-базальтов, в верхах содержащие прослои и пачки сиреневых и зеленых алевролитов и туфоалевролитов (1300 м). Выше прослеживается горизонт зеленых и сиреневых алевролитов с прослоями археоциатовых известняков (250 м). Далее залегают туфоконгломераты и туфопесчаники ядовито- и грязно-зеленого цвета (600 м). Верхняя часть формации зеленых туфов здесь представлена толщей (мощностью 1000 м) зелено-серых и зеленых песчаников, граувакковых, реже – аркозовых, среди которых наблюдаются прослои алевролитов зеленого и лилового цвета.

По южному крылу Курчепской синклинали в разрезе по р. Малый Кизас [Казаков, Конюшков, 1967а, б] нижняя часть формации представлена туфами и туфопесчаниками (мощность 1200 м), а верхняя (2000 м) – зелеными пес-

чаниками, гравелитами и конгломератами с галькой эффузивов, известняков и трондьемитов. В этой части выделяются три крупных ритма, начинающихся конгломератами (50-150 м) и имеющих мощность 600-800 м. Надо отметить, что по южному крылу Курчепской синклинали весьма трудно провести границу между верхней частью спилито-фтанито-сланцевой формации и формацией зеленых туфов. Этот переход весьма постепенен, и граувакковые песчаники в спилито-фтанито-сланцевой формации появляются в виде отдельных пачек среди темных филлитов по крайней мере в 1000 м ниже границы между чингинской и чеханской свитами.

Восточнее, по южному крылу Арбатской синклинали, значительно возрастает мощность формации зеленых туфов (см. фиг. 14, разрез Б). Так, в разрезе по р. Малый Арбат она достигает 5400 м, причем также делится на нижнюю туфогенно-терригенную чеханскую (2900 м) и курчепскую (2500 м) свиты. В чеханской свите М.Г. Баранов четко закартировал четыре пачки: нижняя (600 м) и третья (1100 м) представлены зелено-серыми песчаниками с прослоями туфопесчаников, алевролитов и гумнистых сланцев, а вторая (570 м) и четвертая (400 м) сложены ярко-зелеными и зелеными туфобрекчиями и туфами, переслаивающимися с туфопесчаниками и алевролитами. В основании второй половины формации зеленых туфов (курчепская свита) четко прослеживается горизонт (300-500 м) зеленовато-серых, розоватых аркозовых песчаников, часто очень похожих на трондьемиты, за счет размыва которых они образовались, и названных поэтому "гранитоподобными". Выше залегают зеленые граувакковые песчаники.

По северному крылу Арбатской синклинали в районе пос. Абаза и в районе устья р. Вольшой Арбат (см. фиг. 14, разрез В) наблюдается трансгрессивное налегание верхней части формации зеленых туфов (курчепской свиты) непосредственно на рифо-туфо-конгломератовую формацию (верхнемонокскую свиту). В основании там залегает базальная пачка (500 м) конгломератов с многочисленной галькой трондьемитов, эффузивных пород и туфов, в верхней части переслаивающихся с граувакковыми песчаниками; пачка содержит линзы известняков с фауной трилобитов среднего кембрия.

Восточнее, за разломом северо-восточного простирания, вновь появляется нижняя часть формации зеленых туфов, представленная, по данным И.Н. Каза-кова и К.В.Конюшкова [1967а], 500-метровой толщей туфов, туфопесчаников, песчаников и порфиритов. К сожалению, вулканогенные породы не описаны.

Еще восточнее, в районе р. Чазрык, левого притока р. Табат, непосредственно на вулканитах монокской серии (спилито-кератофировая формация) залегают рифогенные известняки с богатой фауной трилобитов среднего кембрия. Автором [Кац и др., 1958] установлено, что известняки, имея местами в осноновании маломощные базальные конгломераты, слагают узкую синклиналь. До этого А.Г. Сивов [1953] считал их залегающими в основании спилито-кератофировой формации.

Далее на восток, к долине р. Уй прослеживается только северное крыло Майнского синклинория, сложенное нижними частями формации зеленых туфов, представленной граувакковыми песчаниками, алевролитами и известняками. В районе Енисея полоса развития описываемой формации прерывается, срезаясь Кандатским разломом, и далее появляется в районе р. Большая Шушь (см. фиг. 12, 14, разрез Г), где в верхах спилито-кератофировой формации наблюдается много туфов и условно можно выделить аналоги конгломератов и граувакковых песчаников, зеленых и сиреневых алевролитов, туфов андезитовых порфиритов. Эта тольца южнее пос. Субботино налегает непосредственно на трондьемиты, и в конгломератах отмечается их многочисленная галька.

На осадочной тольце залегает пачка зелено—серых и сиреневых андезитовых порфиритов обычно с четко видимыми вкрапленниками плагиоклаза реже – пироксена.

Выше выделяются плохо обнаженные зеленые и серые мелкозернистые песчаники и алевролиты (650 м), которые условно можно отнести к курчепской свите. В этом разрезе все выделяемые свиты сильно отличаются от развитых на западе, а в формации зеленых туфов устанавливается наличие порфиритов.

В восточной части северного склона Западного Саяна формация не развита и, возможно, замещается верхами спилито-кератофировой формации, так как на правобережье р. Кандат Б.П. Зубкус, Е.А. Шнейдером и Ю.М. Коллегановым среди эффузивов найдены известняки с археоциатами солонцовского горизонта, характерными для чеханской свиты западных районов.

Таким образом, в западной половине северного склона Западного Саяна формация зеленых туфов в низах состоит в основном из туфов, туфопесчаников и граувакковых песчаников, а в верхах — из граувакковых песчаников. Для формации в целом характерны яркие эпидото—зеленые окраски терригенных и туфотенных пород.

В Джебашском синклинории формация зеленых туфов (джебашская свита) представлена зелеными метаморфическими сланцами, развившимися по туфогенным, терригенным и эффузивным породам, реликты структур которых иногда удается обнаружить. Строение джебашской свиты изучено чрезвычайно слабо. Только Г.Г. Семенов закартировал на большой площади границу между нижней парасланцевой частью описываемой формации и верхней ортосланцевой. По нескольким пересечениям и отрывочным данным по геологической съемке автор условно выделяет три подсвиты в составе джебашской свиты: нижнюю парасланцевую, среднюю известняково-ортосланцевую и верхнюю орто-парасланцевую. Нижняя подсвита соответствует табинской свите И.Н. Казакова [1967а,6] и В.П. Коробейникова [1971], а две верхних — уртеньской свите тех же авторов. В.П. Коробейников, детально изучивший состав джебашской серии, считает, что мощность ее достигает 11 км, но эта величина, вероятно, завышена. Им установлено увеличение метаморфизма формации зеленых туфов в Джебашском синклинории при движении с запада на восток.

На большей части синклинория метаморфизм пород характеризуется парагенезом хлорита, серицита, альбита, кварца, карбоната, актинолита и эпидота. На востоке, начиная с верховьев рек Сизая и Большая Шушь, В.П. Коробейниковым [1971] выделены четыре зоны прогрессивного метаморфизма. Первая зона характеризуется появлением биотита и мусковита, во второй присутствуют альмандин и роговая обманка, в третьей появляется олигоклаз, сосуществующий с эпидотом, но исчезает полностью хлорит. Четвертая зона характеризуется наличием мигматитов; в сланцах наблюдаются гроссуляр (?), плагиоклаз среднего состава, роговая обманка. Мигматиты тесно связаны с плагиогранито-гнейсовым Кодарским массивом.

Отдельные разрезы джебашской свиты изучены достаточно подробно главным образом в процессе крупномасштабной геологической съемки, охватившей северный край Джебашского синклинория. Так, на западе, в районе р. Оны П.С. Антонов выделил нижнюю парасланцевую подсвиту мощностью более 3 км и верхнюю (до 4 км), существенно ортосланцевую, содержащую пачки парасланцев и линзы мраморизованных известняков, по появлению которых проводилась граница между подсвитами.

Очень важный разрез наблюдался автором [Херасков, 1970] восточнее, в районе речек Сартобей и Паисов, левых притоков р. Джебаш (см. фиг. 14, разрез Д). Там, вблизи Джебашского разлома, закартирована узкая антиклиналь с опрокинутым северным крылом, сложенная темно-серыми и черными филлитами и фтанитами, типичными для спилито-фтанито-сланцевой формации, на которой с постепенным переходом залегает метаморфизованная формация зеленых туфов, Начиная с южного крыла этой антиклинали и до ядра синклинали, расположенной южнее, составлен разрез, в котором выделяются две толщи. Нижняя толща (мощностью 1100-1200 м) сложена зелено-серыми хлорит-кварц-карбонатными и хлорит-альбит-кварцевыми парасланцами, среди которых встречаются прослои порфиритоидов и эпидот-альбит-актинопитовых ортосланцев, серых слюдистых кварцитов и черных фтанитов. Верхняя толща (1300 м) представлена зелеными хлорит-альбит-эпидотовыми, актинолит-

альбит—эпидотовыми ортосланцами, порфиритоидами, среди которых наблюдаются прослои и пачки хлорит—альбит—кварцевых парасланцев и мраморизован ных известняков.

Восточнее наиболее полный разрез описан Б.М. Минаевым, В.С. Уваровым, В.Н. Шигровым по водоразделу рек Сизой и Голубой (см. фиг. 14, разрез Е), где вблизи Джебашского разлома ими выделена толща (650 м) зеленых кварц-хлорит-серицитовых сланцев, на которых залегает мощная толща мраморов (650 м), затем кварц-хлорит-серицитовые сланцы (1200 м), содержащие горизонт белых мраморов. Верхи описываемого разреза сложены мощными (2200 м) зелеными биотит-элидот-хлоритовыми ортосланцами, часто с вкрапленностью магнетита. Выше, по данным автора, залегают грязно-зеленые кварц-хлорит-серицитовые сланцы мощностью не менее 1300 м.

Нужно отметить, что почти повсеместно выделяются толщи существенно ортосланцевые, хотя они имеют различную мощность. Детальное картирование, проведенное Р.А. Еферовым в районе р. Карасибо, показало, что горизонты ортосланцев в нижней половине джебашской свиты не выдержаны по простиранию и нередко быстро выклиниваются. Им в составе верхней подсвиты джебашской свиты отмечены железистые кварциты, образующие линзы мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, а также пьемонтитовые сланцы, залегающие среди монотонных ортосланцев, содержащих прослои парасланцев и мраморов. В некоторых разрезах парасланцы резко преобладают.

Изучение материалов крупномасштабных съемок и наблюдения по отдельным пересечениям позволяют сделать вывод о достаточно резкой фациальной изменчивости формации зеленых туфов по простиранию. Конечно, пока еще рано говорить о каких-либо закономерностях этих изменений, но ясно одно, что в одних пересечениях резко преобладают ортосланцы в ассоциации с лин-зами известняков, а в других пересечениях ортосланцев мало, разрез почти целиком слагается парасланцами, содержащими иногда линзы мраморов.

В Центрально-Западно-Саянском синклинории формация зеленых туфов также представлена тольцей метаморфических сланцев, разделяемой обычно на три части. Низы формации туфов представлены орто- и парасланцами (амыльская свита), средняя часть образована в основном парасланцами (сютхольская свита), а верхняя (ишкинская свита) сложена метаморфизованными песчаниками и алевролитами.

Следует отметить, что наиболее четко граница прослеживается между менее метаморфизованными песчаниками и алевролитами (ишкинская свита) и нижележащими метаморфическими сланцами. При этом выясняется, что местами на крайнем востоке Западного Саяна эти песчаники залегают на ортосланцах амыльской свиты; это позволяет предполагать, что граница между парасланцевой и ортосланцевой частями формации не всегда стратиграфическая.

По северному крылу синклинория описываемая формация развита чрезвычайно широко в бассейне р. Оя. И.Б. Филипповой описана нижняя часть формации зеленых туфов (амыльская свита), мощность которой оценивается в 2000 м. Она представлена ярко-зелеными альбит-эпидот-актинолитовыми, хлорит-актинолит-эпидотовыми ортосланцами, порфиритоидами, зелено-серыми, хлорит-кварц-карбонатными и хлорит-серицит-кварцевыми парасланцами. В качестве прослоев и линз содержатся слюдистые кварциты и в виде небольших линз - мраморизованные известняки.

Средняя часть формации зеленых туфов (сюткольская свита) имеет мощность около 2000 м и сложена зелено-серыми и зелеными тонкололосчатыми карбонат-серицит-хлоритовыми, хлорит-альбит-кварцевыми, эпидот-альбит-кварцевыми и другими парасланцами, редко – сильнометаморфизованными песчаниками. Верхняя часть (ишкинская свита), имеющая мощность около 2000 м, представлена зеленовато-серыми, серо-зелеными метаморфизованными, часто известковистыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с единичными прослоями грубозернистых песчаников, а в низах – с прослоями кварц-карбонат-хлоритовых сланцев.

Восточнее, в районе тракта Абакан – Кызыл, формация зеленых туфов изучена более подробно Е.Н. Станкевич, которая также разделила описываемую формацию на три части (см. фиг. 14, разрез 3). В верховьях р. Анягус, левого притока р. Ус, Е.Н. Станкевич предполагает налегание формации зеленых туфов на спилито-фтанито-сланцевую формацию. К сожалению, плохая обнаженность участка не позволила изучить этот контакт подробнее.

Нижняя часть описываемой формации (амыльская свита) представлена толщей метаморфических парасланцев и метаморфизованных песчаников (1500 м), выше которой залегают в основном ортосланцы, порфиритоиды, слюдистые кварциты и мраморизованные известняки (2000–2500 м).

Средняя часть формации (сютхольская свита) сложена зелено-серыми кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами, среди которых наблюдаются отдельные прослои альбит-актинолит-элидотовых сланцев, а в верхах – метаморфизованных песчаников и алевролитов (2000 м).

В верховьях р. Ус Е.Н. Станкевич выше ортосланцев выделяла нерасчлененные отложения сютхольской и ишкинской свит, представленные метаморфизованными песчаниками, переслаивающимися с хлорит-кварцевыми и хлорит-карбонат-кварцевыми сланцами. Вероятнее всего, эти отложения соответствуют ишкинской свите более западных районов, а амыльские ортосланцы являются аналогами амыльской и сютхольской свит более западных районов. Такие же взаимоотношения наблюдались автором восточнее, в районе оз. Черного.

На крайнем востоке Западного Саяна автором наблюдалось наиболее четкое налегание метаморфических сланцев формации зеленых туфов на спилитофтанито-сланцевую формацию (см. фиг. 2, 3). В районе горы Победа, в верховыях р. Амыл, детальным картированием установлена узкая сжатая антиклинальная складка, в ядре которой обнажаются верхи спилито-фтанито-сланцевой формации (чингинской свиты), представленные серыми, темно- и зелено-серыми кремнистыми сланцами, фтанитами, филмитами, содержащими прослои зеленых альбит-эпидот-актинолитовых сланцев. Выше по крыльям антиклинали с постепенным переходом лежит формация зеленых туфов, представленная в низах переслаиванием хлорит-карбонат-кварцевых сланцев, голубоватосерых альбит-актинолитовых сланцев и порфиритоидов, среди которых встречаются прослои темно-серых и черных углисто-кремнистых сланцев и фтанитов. Выше залегают хлорит-карбонат-кварцевые, обычно относительно массивные парасланцы, образованные по грубозернистым песчаникам. Мошность нижней вулканогенно-осадочной части формации зеленых туфов колеблется в широких пределах - от 1200 до 2300 м [Херасков, 1970].

Выше, в районе горы Победа (см. фиг. 2), залегает верхнеамыльская подсвита мощностью 2500-3000 м, представленная ядовито-зелеными, эпидото-зелеными, альбит-актинолит-эпидотовыми, альбит-глаукофан-эпидотовыми сланцами, переслаивающимися со слюдяными кварцитами, реже - хлорит-альбит-кварцевыми сланцами и мраморизованными известняками. Вероятно, верхи этой подсвиты являются аналогами сютхольской свиты более западных районов.

По южному борту Центрально-Западно-Саянского синклинория метаморфические сланцы впервые были отнесены Г.М. Владимирским, М.А. Черноморским [1961], Г.П. Александровым и И.К. Кокодзеевым к нижнему палеозою, а не к докембрию, так как здесь четко видно, как эти сланцы вверх по разрезу сменяются терригенными толщами, содержащими в верхах фауну ордовика. В.М. Исаков [1974] считает метаморфические толщи (устышкинская серия) частично аналогом спитито-фтанито-сланцевой формации, а частично более древними, докембрийскими. Автором были проведены специальные исследования в верховьях р. Урбун [см. фиг. 9], где В.П. Коробейниковым, А.П. Щетловым, В.М. Исаковым [1970] предполагался постепенный латеральный переход между спилито-фтанито-сланцевой чингинской свитой и зелеными метаморфическими сланцами. Там было установлено, что чингинская свита аллохтонно лежит на метаморфических сланцах в висячем крыле шарьяжа, смятого в антиформную складку. Зеленые метаморфические сланцы совершенно аналогичны встреченным

в более северных районах и представлены хлорит-кварц-карбонатными, хлоритальбит-кварцевыми парасланцами, хлорит-альбит-эпидотовыми, альбит-актинолит-эпидотовыми ортосланцами и порфиритоидами. Ортосланцы и порфиритоиды образуют отдельные пачки и прослои среди парасланцев. В.В. Беззубцев и Г.Г. Семенов, проводившие крупномасштабную съемку в верховьях р. Урбун, выделяли ортосланцы и порфиритоиды в качестве самостоятельной стратиграфической единицы.

Очень интересные данные были получены В.В. Волковым и др. [1970] по району мендуречья Шом-Шум и Алды-Ишкин, в котором Г.М. Владимирский и М.А. Черноморский [1961] впервые выделили кембрийские метаморфические тольци. Детальными наблюдениями В.В. Волкова, В.М. Исакова, В.П. Коробейникова и Б.Н. Лапина удалось установить, что метаморфизм рассматриваемых отложений пестрый, что метаморфизованные песчаники по простиранию замещаются зелеными кристалимческими сланцами и что более крупнозернистые породы метаморфизуются слабее, чем более мелкозернистые, превращенные в кристалимческие сланцы. Они же в составе парасланцевой сютхольской свиты Г.М. Владимирского установили мощные горизонты порфиритоидов и эпидот-хлорит-актинолитовых ортосланцев.

Западнее, по р. Манчурек И.К. Кокодзеев описал детальный разрез верхней части формации зеленых туфов, представленный зелеными серицит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами и метаморфизованными песчаниками, выше которых с постепенным переходом залегают флишоидные толщи с фауной ордовика в верхах. В этом разрезе автору удалось выделить почти все свиты кембрия и ордовика Западного Саяна (см. фиг. 4). Здесь обнажаются только верхние части формации зеленых туфов, представленные альбит-кварц-хлоритовыми сланцами, нередко карбонатными, выше которых залегают метаморфизованные песчаники ишкинской свиты (900-1000 м), перекрытые флицоидными отложениями кемтерекской свиты верхнего кембрия. Еще западнее, в бассейне рек Алаш и Ак-Суг, обнажены все части разреза формации зеленых туфов, но там широко развиты разрывные нарушения и единого разреза наблюдать нельзя, однако можно составить сводный разрез (см. фиг. 14, разрез Ж).

Основание формации зеленых туфов описано О.А. Безруковым, который по р. Барлык и к северо-западу от горы Арыскан наблюдал постепенный переход между чингинской свитой и метаморфическими сланцами, отнесенными, правда, им к докембрию, так как в этих местах разрез опрокинутый. В районе горы Арыскан им была описана переходная пачка (800 м), представленная зелено-серыми сильнометаморфизованными песчаниками, содержащая в низах прослои карбонат-кварц-хлоритовых сланцев и порфиритов, залегающих на зеленокаменных спилитах, кремнистых сланцах и филлитах.

Вышележащие толщи обнажаются в других тектонических блоках, причем, исходя из данных В.В. Зайкова, Е.В. Зайковой, С.С. Куликова и собственных наблюдений автора, там удается выделить нижнюю часть формации (нижняя подсвита амыльской свиты), представленную хлорит-кварцевыми, хлорит-альбит-кварцевыми и другими парасланцами, метаморфизованными песчаниками и залегающими в отдельных прослоях слюдистыми кварцитами и альбит-эпидот-хлоритовыми ортосланцами. Мощность этой части формации зеленых туфов оценивается в 2500-3000 м.

Выше выделяется существенно ортосланцевая часть (верхнеамыльская подсвита), нижние 600 м которой представлены переслаиванием хлорит-кварцевых парасланцев и эпидот-альбит-хлоритовых ортосланцев и порфиритоидов, а верхние 2300 м - хлорит-кварцевыми парасланцами, метаморфизованными песчаниками и алевролитами, содержащими в нижней половине прослои альбит-хлорит-эпидотовых ортосланцев, а в верхах - известняков.

Верхняя часть формации зеленых туфов сложена зелеными метаморфизованными песчаниками, алевролитами и хлорит-кварцевыми парасланцами. По преобладанию парасланцев выделяется сютхольская свита (540 м), а вышележащие песчаники (1600 м) отнесены к ишкинской свите. Таким образом, в Центрально-Западно-Саянском синклинории широко развиты метаморфические толщи, отнесенные к формации зеленых туфов. В общем и целом формацию можно разделить на три части: нижнюю – в основном парасланцевую (нижнеамыльская подсвита), среднюю – существенно ортосланцевую (верхнеамыльская подсвита) и верхнюю – сланцево-песчани-ковую (сютхольская и ишкинская свиты). Границы между этими толщами скользят по возрасту, а мощность каждой толщи определяется весьма приблизительно – в 2-3 км, а всей формации зеленых туфов – в 6-8 км.

Выделенные три толщи в целом можно сопоставить с тремя подсвитами джебашской свиты в Джебашском синклинории. Вероятно, две нижние толщи можно сопоставить с чеханской свитой северного склона Западного Саяна, а верхнюю — с курчепской.

В пределах Куртушибинского горста формация зеленых туфов встречается в отдельных синклиналях, заходящих в основном из Тувинского прогиба. Эти отложения обычно слабо метаморфизованы, и только на крайнем востоке Западного Саяна по рекам Кална и Амыл автор закартировал небольшую сжатую синклиналь, сложенную хлорит-кварц-карбонатными сланцами, содержащими прослои порфиритоидов. Сланцы, содержащие в основании метаморфизованные конгломераты, залегают на спилито-фтанито-сланцевой формации (см. фиг. 3, 14, разрез К). С.П. Бобров и Ю.М. Коллеганов по р. Амыл обнаружили эти конгломераты, состоящие из гальки, серых кварцитов и черных фтанитов, но отнесли их к внутриформационным конгломератам чингинской свиты.

В остальных случаях наблюдаются зеленоцветные туфогенно-терригенные тольци, относимые к аласугской свите. Наиболее полные разрезы этой свиты наблюдаются в Тоджинской впадине, где аласугская свита на западе залегает на чингинской свите несогласно и представлена в нижней части (1500-2000 м) зелеными мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками и туфопесчаниками, конгломератами, в том числе валунными, редко - алевролитами. В районе горы Хаспург автор наблюдал несогласное налегание базальных конгломератов, состоящих из гальки вулканогенных пород, кварцитов, кремнистых сланцев, гипербазитов, на чингинскую свиту. Иногда среди терригенных пород встречаются (район к западу от пос. Чеблаково) зеленовато-серые и лиловые андезитовые порфириты и их туфы.

Верхняя часть аласутской свиты представлена серыми, голубовато— и зеленовато—серыми, редко — фиолетово—серыми алевролитами, среди которых наблюдаются прослои песчаников, аргилиитов и филитов, очень редко конгло мератов. Мощность этой части свиты составляет 1100—1500 м, а всей форма ции зеленых туфов — 2500—3000 м.

На северо-восточном крыле Тоджинской впадины В.Н. Чучко, Я.В. Сарбаа и В.К. Шульта [1969] детально описали формацию зеленых туфов (аласутская свита; см. фиг. 14, разрез Л). Там эта формация с постепенным переходом залегает на рифо-туфо-конгломератовой (верхняя часть тоджинской серии). Нижняя часть описываемой формации (1100 м) представлена в основном туфами и туфоконгломератами с прослоями известняков, содержащих среднекембрийские трилобиты. Средняя часть (1000 м) сложена алевролитами с прослоями песчаников, а вверху – известняковых брекчий с фауной верхнекембрийских трилобитов. Верхняя часть формации (1200 м) представлена четырьмя крупными ритмами, состоящими из конгломератов, алевролитов и в меньшей степени — песчаников. Возможно, верхнюю часть формации следует выделить в самостоятельную груборитмичную терригенную формацию, латерально переходящую в зеленоцветную флицоидную формацию центральных частей Западного Саяна.

Формация зеленых туфов в Центральной Туве по краю с Западным Саяном отличается большей мелкозернистостью пород, содержит лишь отдельные прослои туфов, имеет пестроцветную зеленую и сиреневую окраску. Местами удается наблюдать ее несогласное налегание на спилито-фтанито-сланцевой формации с мощными базальными контломератами в основании. Такие конгло-

мераты, содержащие гальку венд-кембрийских пород и гипербазитов, описали А.П. Щеглов и Р.Т. Богонибова [1970] в районе горы Шагонар, где среди конгломератов встречены прослои известняков, содержащих среднекембрийские трилобиты.

Несогласное налегание аналогичных конгломератов, переслаивающихся с песчаниками, на кремнекислые сланцы чингинсой свиты удалов наблюдать ав-

тору в верховьях рек Куйлуг-Хем и Эйлиг-Хем (см. фиг. 9).

Таким образом, формация зеленых туфов очень широко развита в пределах Западного Саяна и прилежащих частей Тувы. Для формации характерен яркий зеленый цвет пород, обусловленный присутствием эпидота, туфогенно—терригенный состав и изменяющаяся от зоны к зоне степень метаморфизма.

ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ-ТРЕМАДОКА

ЗЕЛЕНОЦВЕТНАЯ ФЛИШОИЛНАЯ ФОРМАЦИЯ

Зеленоцветная флицоидная формация развита только в Центрально-Западно-Саянском синклинории. Возможно, к ней следует относить самые верхи курчепской свиты (тонкослоистые алевролиты) в Майнском синклинории и верхи аласугской серии, отличающиеся груборитмичным строением в Тоджинской впадине, о которых говорилось выше.

Зеленоцветная флицоидная формация характеризуется четкой слоистостью, нередко ритмичностью и состоит в нижней части (кемтерекская свита) из зеленых песчаников, содержащих прослои зеленых и сиреневых алевролитов и филлитов, а в верхней (инсукская свита) – в основном из зеленых слоистых и массивных песчаников. Изредка встречаются прослои известняков и внутриформационных контломератов.

Терригенные породы имеют полимиктовый, существенно кварцево-плагиоклазовый состав обломков, сцементированных глинисто-хлоритовым цементом. Карбонатный цемент встречается значительно реже.

Для зеленоцветной флицоидной формации характерна достаточно четкая слоистость пород, однако относительно правильное тонкое ритмичное чередование песчаников и алевролитов наблюдается лишь в отдельных пачках. Слои песчаников в ритмах имеют мощность 0,1-2 м, и в них наблюдается часто не очень ясная струйчатая плойчатость. Алевролиты обычно рассланцованы, образуют прослои 1-30 см. Границы между ритмами резкие, и в нижней части слоев песчаников встречаются обломки алевролитов.

Кроме того, песчаники образуют пачки мощностью по нескольку сотен метров, в которых слоистость выражена слабо, хотя можно выделить слои песчаников мощностью по нескольку метров. Алевролиты также местами слагают пачки, но мощность их составляет не более первых десятков метров, и слоистость в них обычно затушевана рассланцовкой.

Нижняя граница зеленоцветной флициондной формации весьма условна и проводится или по появлению четкой слоистости в песчаниках, или по первым алевролитам сиреневой окраски, или по появлению ритмично наслоенных пачек. Латеральные границы формации не наблюдались. Возможно, в Джойском и Борусском горстах одновозрастными описываемой формации являются олистостромы, залегающие в небольших тектонических клиньях. Можно также предположить, что на севере Тоджинской впадины (Тува) ей одновозрастна груборитмичная конгломерато—алевролитовая верхняя часть аласугской серии, которая условно отнесена к формации зеленых туфов.

По северному борту Центрально-Западно-Саянского синклинория зеленоцветная флициондная формация прослеживается непрерывной полосой. На западе, в районе р. Оны, обнажается только верхняя часть формации, представленная зелеными песчаниками и алевролитами, среди которых наблюдаются горизонты сиреневых гематит-кремнистых сланцев, причем мощность этой тольци П.С. Антоновым и Г.Г. Семеновым оценивается в 4-4,5 км. Восточнее, в районе Большого Порога на Енисее описываемая формация залегает на зеленых песчаниках и алевролитах формации зеленых туфов и представлена часто чередующимися рассланцованными мелко— и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и филлитами зелено-серого, зеленого, лилового и лиловато-серого цвета (кемтерекская свита — 2000 м). В верхах тольци появляются ярко-зеленые и вишневые песчаники и филлиты. Верхняя часть формации (инъсукская свита) сложена зелеными, средне— и мелкозернистыми слоистыми песчаниками, содержащими прослои зеленых алевролитов и филлитов (1900–2000 м).

Южнее, в центральной части Центрально—Западно—Саянского синклинория в ядре антиклинали на водоразделе рек Такмагаш и Отуксук, в нижней половине формации среди зеленых и сиреневых песчаников, алевролитов и филитов встречаются линзы конгломератов мощностью до 60–80 м, содержащих гальку кремнистых сланцев, кварцитов, филитов, андезитов, андезитовых порфиритов. Неполная мощность зеленоцветной флициондной формации в этом районе достигает 3700 м.

Восточнее, в районе правобережья р. Казыр-Сук, нижняя часть рассматриваемой формации представлена в основном тускло-лиловыми алевролитами, песчаниками и филитами (1200 м), а верхняя часть — серо-зелеными песчаниками, алевролитами, среди которых наблюдаются прослои зеленых и сиреневых филитов.

В районе станции Буйба, на тракте Абакан – Кызыл наблюдается центриклинальное замыкание Центрально-Западно-Саянского синклинория, фиксируемое по толицам зеленоцветной флишоидной формации. Там Е.Н. Станкевич к
нижней части этой формации отнесла три пачки пород (общая мощность 16001800 м): нижнюю, сложенную зелено-серыми, мелкозернистыми песчаниками,
филимами и алевролитами, среднюю, представленную зелеными и сиреневыми
филимами и алевролитами, и верхнюю, образованную зелено-серыми рассланцованными песчаниками, содержащими прослои алевролитов. К верхней части
описываемой формации относятся зеленые песчаники, содержащие прослои
алевролитов, филимов и известняков и имеющие мощность 1200-1300 м.

Южнее, в районе Усинской впадины, нижняя часть формации (кемтерекская свита — 3000 м) сложена серо-зелеными песчаниками, содержащими частые прослои лиловых алевролитов и глинистых сланцев, а верхняя часть (иньсукская свита — 800 м) — серо-зелеными, часто известковистыми слоистыми песчаниками с прослоями алевролитов.

Западнее, в районе устья р. Ус и на правобережье р. Енисей, очень широко развиты породы зеленоцветной флицоидной формации, где она расчленяется на три мощные толщи. Нижняя, кемтерекская свита (2000–2500 м) представлена переслаиванием зеленых, реже – лиловых песчаников, алевролитов и филимтов. Средняя толща (нижнеиньсукская подсвита – 2500–3000 м) образована тонким переслаиванием песчаников и алевролитов. Верхняя толща (верхнеиньсукская подсвита – 1000 м) сложена зеленовато-серыми, реже – зелеными рассланцованными алевролитами и песчаниками, среди которых наблюдаются линзы и прослои известняков.

Западнее, на левобережье р. Хемчик (см. фиг. 10), Г.П. Александров и Г.М. Владимирская отмечают трансгрессивное налегание зеленоцветной флицо-идной формации непосредственно на спилито-фтанито-сланцевую. Там, по Хемчикскому хребту, в левом склоне р. Хем-Терокток, базальные слои, по данным Г.П. Александрова и Г.М. Владимирской, залегают с угловым несогласием на вулканитах и известняках чингинской свиты. Эти слои имеют мощность 450 м и сложены зелеными гравелитами и мелкогалечными конгломератами, переслаивающимися с песчаниками и лиловыми алевролитами. Выше залегают ритмично переслаивающиеся гравелиты, песчаники, алевролиты, реже — глинистые сланцы, среди которых встречаются пачки чередования зеленых алевролитов и песчаников. Неполная мощность описанной формации здесь составляют около 2 300 м.

Западнее, в районе р. Манчурек, наблюдается постепенный переход между зеленоцветной флицоидной формацией и формацией зеленых туфов (см. фиг. 4). Там, по мнению автора, выше зеленых песчаников ишкинской свиты залегает тольца слоистых мелко— и среднезернистых песчаников, среди которых наблюдаются прослои сиреневых и зеленых алевросланцев и мелкозернистых песчаников. Мощность нижней части рассматриваемой формации (кемтерекская свита), измеренная в хорошо обнаженной моноклинали, достигает 4000—4300 м. Верхняя часть формации (иньсукская свита) представлена зеленосерыми разнозернистыми песчаниками мощностью 1500 м.

На западе Центрально-Западно-Саянского синклинория, вблизи границы с Горным Алтаем, к северу от оз. Кара-Холь П.С. Антонов описал толицу (улугхольская свита), сложенную ритмично чередующимися зелено-серыми и серыми песчаниками, туфопесчаниками, зелеными и сиреневыми алевролитами, среди которых наблюдаются прослои туфов и потоки дацитов, андезито-дацитов и андезитов (3200 м). Выше им выделены зелено-серые песчаники, туфопесчаники и туффиты (4100 м) (курукульская свита). То есть на западе Западного Саяна в флицоидной формации появляются прослои туфов и потоки лав андезито-пацитового состава.

Таким образом, к зеленоцветной флишоидной формации в Западном Саяне отнесены четкослоистые тольци с неправильной ритмичностью, обычно крупной, иногда нескольких порядков, имеющих мощность от 2000 до 5500 м. Для терригенных пород этой формации характерен существенно кварцево-плагио-клазовый состав.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

гранито-гнейсов выделяется на основании очень Формация отрывочных данных. К ней условно отнесена Колдарская интрузия, находящаяся на восточном окончании Джебашского синклинория среди сильнометаморфизованных пород джебашской свиты, пронизанных мигматитами. Собственно интрузия сложена гранодиоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, часто разгнейсованными и катаклазированными. Гранодиориты серые и темно-серые, среднезернистые, состоят из кварца (30-35%), зонального олигоклаз-андезина (40-45%), калиевого полевого шпата (10-15%), биотита (до 2%), роговой обманки (5-8%). Кварцевые диориты сложены андезином (40-60%), роговой обманкой (25-35%) и кварцем (до 10%). Плагиограниты среднезернистые, состоят из кислого плагиоклаза, биотита и кварца. И.Б. Филипповой описаны активные контакты гранитов с породами чингинской свиты и гипербазитами. Последние амфиболизированы, фельдшпатизированы и пронизаны кварцевыми прожилками. В.П. Коробейников детально исследовал нарастание метаморфизма джебашских сланцев в сторону Колдарского массива и обосноват происхондение гранитов за счет ультраметаморфизма джебашских сланцев.

Л.П. Зоненшайн на водоразделе рек Иньсук, Головань и Большая Пашкина выделил небольшие, резко удлиненные и конкордантные тела гнейсо-плагиогранитов, расположенные в поле развития верхов формации зеленых туфов и верхов зеленоцветной флишоидной формации, под названием пашкинского комплекса. Эти массивы сложены серо-зелеными гнейсовидными гранитами. Они обладают бластомилонитовой структурой и состоят из агрегата плагиоклаза, кварца, мусковитизированного и хлоритизированного биотита с порфиробластами олигоклаз-андезина.

К гранитоидам этого же возраста, возможно, относятся частично гранитогнейсы Шапшальского массива, расположенного на стыке структур Горного Алтая, Западного Саяна и Западной Тувы. Несомненно, в состав Шапшальского массива входят и более молодые граниты, но, вероятно, часть из них является доаренитской.

Таким образом, к формации гранито-гнейсов относится небольшое количество мелких конкордантных массивов, возраст которых определяется весьма

условно. Наиболее обоснован доаренигский возраст Колдарского плутона, который несомненно связан с метаморфизмом формации зеленых туфов.

Формация плагиограниты по северному склону Западного Саяна. Это прежде всего плагиограниты небольшого массива в районе пос. Абаза, с которым, вероятно, связано Абаканское железорудное месторождение. По А.Р. Левертовой, эти граниты древнее девонских эффузивных пород, развитых здесь, а галька этих плагиогранитов найдена в конгломератах, залегающих в небольших грабенах и отнесенных условно к ордовику.

По данным А.Р. Левертова, в районе пос. Абаза наблюдается небольшой шток, сложенный гипабиссальными белыми и светло-серыми, зеленоватыми и розоватыми плагиогранитами, часто со шлировой текстурой. Плагиограниты мелко- и среднезернистые, часто порфировидные, состоят из олигоклаза (60-70%), кварца (20-30%), биотита и роговой обманки (5-10%), небольшого количества микропертита. Шлиры сложены биотитом и роговой обманкой.

Западнее, на границе с девонскими породами, расположен более крупный Верхне-Сейский плутон, который, по данным A.P. Левертова, является додевонским, а по мнению P.A. Еферова, прорывает девонские песчаники. P.A. Еферов выделяет три фазы внедрения в этом плутоне, относя к первой фазе габбро-диориты, ко второй – плагиограниты, граниты и гранодиориты и к третьей – аплиты и пегматиты. Он описывает в составе этого плутона роговообманковое кварцевое габбро, кварцевые габбро-диориты, кварцевые диориты, гибридные кварц-роговообманковые габбро и светло-серые, желговатые мелко-, средне-и крупнозернистые плагиограниты биотит-роговообманковые. P.A. Еферовым сделано щесть анализов плагиогранитов, из которых можно вычислить следующий средний состав этих пород:

 SiO_2 — 71,77/3,85, TiO_2 — 0,39/0,22, Al_2O_3 — 13,46/1,22, Fe_2O_3 — 1,56/0,79, FeO — 2,06/0,63, MgO — 0,60/0,59, CaO — 2,12/1,09, Na_2O — 4,16/0,32, K_2O — 2,21/0,66, P_2O_5 — 0,16/0,05, $I_6I_6I_6$ — 1,09/0,51 (числитель — среднее арифметическое, знаменатель — среднее квадратичное отклюнение).

Содержание калия весьма велико для плагиогранитов, однако при микроскопическом изучении обнаруживаются лишь мелкие зерна калишпата и пер-

Таким образом, рассматриваемая формация выделяется весьма условно. Возможно, к ней же частично относятся плагиограниты района р. Анзас, с которыми также связано месторождение железа. Однако химизм плагиогранитов р. Анзас резко отличен, в их составе почти отсутствует окись калия.

ФОРМАЦИИ ОРДОВИКА-СИЛУРА

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Пестроцветная филипоидная формация ордовика развита широко в Центрально—Западно—Саянском синклинории. Она сложена песчаниками и алевролитами зеленого, серого и сиреневого цвета. В качестве прослоев встречаются конгломераты, филипты, мергели, известняки. Формация характеризуется обычно четкой, но грубой слоистостью, хотя нередко встречаются пачки тонкого переслаивания песчаников и алевролитов.

Песчаники и алевролиты состоят из обломков плагиоклаза и кварца, сцементированных хлоритизированным глинистым цементом, часто содержащим примесь гематита и карбоната. Нередко наблюдается карбонатный цемент. Для формации характерна четкая слоистость и не очень четко проявленная ритмичность нескольких порядков. Пласты песчаников имеют мощность до нескольких десятков метров, в них наблюдается обычно нечеткая градационная или струйчатая слоистость. Алевролиты образуют слои мощностью 1-10 м,

в которых отмечается микрослоистость, обычно сильно затушеванная рассланцовкой. Однако нередко удается наблюдать очень тонкое чередование слойков различного цвета.

Кроме того, встречаются пачки (мощностью до нескольких сотен метров), в которых наблюдается четкая ритмичная слоистость зелено— и сероцветных песчаников и алевролитов, причем мощность ритмов обычно непостоянна и колеблется от 0,5 до 3 м. Ритмы состоят из песчаников, внизу грубо— или среднезернистых, а вверху мелкозернистых. Верхняя треть ритма представлена плитчатыми алевролитами, переходящими в конце ритма в алевросланцы.

Значительно реже встречаются однообразные песчаниковые и еще реже - алевросланцевые пачки мощностью до 200 м, в которых, однако, обычно достаточно уверенно устанавливается слоистая текстура.

Нижняя граница описываемой формации проводится по появлению слоев красноцветных песчаников и некоторому уменьшению степени метаморфизма пород, который, вероятно, объясняется изменением состава пород, особенно цемента.

Пестроцветная флишоидная формация в Западной Туве постепенно замещается пестроцветной молассовой формацией Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы. Ордовикские молассы развиты в отдельных синклиналих на Куртуши-бинском горсте, где они резко несогласно залегают непосредственно на венднижнекембрийских образованиях.

По латерали формация довольно сильно меняется. Наибольшим изменениям подвержен цвет пород. Так, в одних местах в ее составе преобладают красноцветные разности пород, в других — зеленые и серые.

К востоку от Енисен Л.П. Зоненшайн [19626, 1963] разделил формацию на четыре части. Нижняя часть (еркырская свита — 1000—2500 м) представлена переслаивающимися зелено-серыми и сиреневыми песчаниками. Выше выделяется пачка преобладания лиловых и красных слюдистых песчаников (оржакская свита — 800—1500 м). Далее следуют ритмично чередующиеся зеленые песчаники, алевролиты и аргиллиты (блансугская свита — 650—800 м), которые сменяются зелеными известковистыми песчаниками, алевролитами, известково-глинистыми сланцами, бурыми мергелями и песчанистыми известняками (узунскукская свита — 1000—1200 м). В редких случаях обособляется верхняя пачка (карачурекская свита — 500 м), имеющая пеструю окраску и песчано-алевролито-аргилитовый состав.

К западу от Енисея при среднемасштабной геологической съемке в составе пестроцветной флицоидной формации обычно выделялись две части – нижняя, более красноцветная и более грубообломочная, и верхняя, преимущественно зеленоцветная с преобладанием мелкообломочных разностей переслаивания. Хорошим примером может служить разрез по р. Манчурек (см. фиг. 4). По представлениям автора, в этом регионе на зеленых песчаниках тремадока залегают зелено— и сиренево—серые песчаники (еркырская свита — 1100 м). Затем следуют зелено—серые и в основном сиреневые мелко— и среднезернистые песчаники с прослоями зеленых алевролитов (оржакская свита — 1100 м). Выше выделяются зелено—серые и в основном сиреневые мелко— и среднезернистые песчаники с прослоями зеленых алевролитов (оржакская свита — 1400—1500 м). В видимых верхах разреза в ядре синклинали обнажаются зеленовато—серые сланцы и песчаники с четкой ритмичной слоистостью (блансукская свита — 600—700 м).

По западному окончанию Центрально-Западно-Саянского синклинория на границе с Горным Алтаем П.С. Антоновым [1963], а затем А.И. Науменко описаны разрезы ордовика, в которых среди флицоидных пород наблюдаются потоки андезитов и дацитов, а также прослои их туфов. Нижняя часть формации сложена пестроцветными, четко ритмичнослоистыми гематито-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, имеющими красно-бурую, коричневую, реже — серую и зелено-серую окраску. Среди терригенных пород по р. Она наблюдаются отдельные потоки андезитов и дацитов. Верхняя часть формации

образована зелено-серыми, серыми, четко ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами; местами отличаются потоки дацитов и липаритов.

Рядом, в районе водораздела рек Она и Алаш, П.С. Антоновым описана залегающая на песчаниках зеленоцветной флициоидной формации мощная толща (10-18 км) вулканогенно-терригенных пород.

Вулканогенные породы отмечаются в составе пестроцветной флициондной формации и на севере Центрально-Западно-Саянского синклинория в крупном грабене, в районе рек Кантегир и Головань, где Г.Г. Семеновым, Л.П. Зоненшайном и И.Б. Филипповой описаны ордовикские отложения (1400-1500 м), сложенные в низах зелеными алевролитами, туффитами, туфами и андезитами, в средней части — серо-липовыми конгломератами, андезитами и их туфами, а также ритмично переслаивающимися зелено-серыми алевролитами и песчаниками.

Южнее, в районе рек Алаш и Ак-Суг, на стыке Западного Саяна и Тувы, наблюдаются разрезы, переходные между пестроцветной флициондной формацией Западного Саяна и пестроцветной молассой Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы. В этом районе О.А. Безруков подробно описал толицу ордовика, для которой характерно флициондное переслаивание мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, однако нередко встречаются грубо-зернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, состоящие главным образом из обломков алевролитов. Одновременно с появлением грубозернистых разностей пород увеличивается (до 100-400 м) мощность отдельных ритмов. Среди терригенных образований отмечаются прослои туфов андезитового и дацитового составов. Мощность ордовика сокращается до 1900 м по сравнению с 4000-5000 м в осевых частях Центрально-Западно-Саянского синклинория и 3500-4000 м в Хемчикско-Систигхемском прогибе Тувы.

Таким образом, пестроцветная флиционная формация сложена в основном зелено-серыми и сиреневыми кварц-полевошлатовыми песчаниками, алевролитами и аргилитами, находящимися часто в ритмичном переслаивании. В краевых частях Центрально-Западно-Саянского синклинория появляются также конгломераты, гравелиты и вулканогенные породы андезитового, дацитового и липаритового состава.

КАРБОНАТНО-ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Карбонатно-флицоидная формация силура развита в осевой части Центрально-Западно-Саянского синклинория. Она представлена зелеными алевролитами, алевросланцами, серыми, светло-серыми, бурыми слоистыми и массивными, часто органогенными известняками, серыми и зелеными разнозернистыми песчаниками. На крайнем западе в составе формации появляются сиреневые, коричневые песчаники, гравелиты, туфопесчаники, конгломераты, серые, зеленые, розовые фельзиты и их туфы. В целом для нижней половины формации характерно чередование песчаников, алевролитов и известняков, а для верхней половины — алевролитов, алевросланцев, содержащих прослои песчаников и известняков.

Песчаники и алевролиты состоят из зерен кварца, в меньшей степени – плагиоклаза, на западе появляются окатанные обломки фельзитов. Цемент песчаников хлоритизированный, глинистый, глинисто-кремнистый или извест-ковистый. Гравелиты состоят в основном из обломков фельзитов, алевросланцев и известняков.

Для формации характерна четкая слоистость пород, хотя встречаются нередко мощные линзы серых массивных известняков, а в верхах — мощные толщи алевросланцев, часто сильнорассланцованных, филлитизированных, а местами и превращенных в хлоритовые сланцы.

Достаточно часто в формации удается наблюдать четкую ритмичность пород; правда, мощность ритмов колеблется в широких пределах. Строение ритмов

различное. Чаще встречаются двучленные ритмы песчаниково-алевролитовые и алевросланцево-известняковые, реже наблюдаются трехчленные песчаниково-алевросланцево-известняковые. Песчаниково-алевролитовые ритмы характерны для нижней части формации. Они состоят из слоя песчаников мощностью 0,5—1 м, переходящего постепенно в алевролит и алевросланец мощностью 0,2—0,5 м. Алевросланцево-известняковые ритмы характерны для верхней половины формации; обычно они имеют мощность 5—20 см и состоят из приблизительно равных по мощности слоев зеленого алевросланца и зеленого, серого, розового мергеля и известняка.

Трехуленные ритмы, обычно более мощные, состоят из песчаников (1-3 м), алевролитов и алевросланцев (0.5-1 м) и известняков или мергелей (0.2-3 м).

В осевой части Центрально-Западно-Саянского синклинория, носящей название Ататахского прогиба [Зоненшайн, 1963], описываемая формация связана постепенными переходами с нижележащими пестроцветными флишо-идными толидами ордовика. Граница проводится по появлению большого количества алевросланцев и известняков. По восточному центриклинальному окончанию Ататахского прогиба карбонатно-терригенная формация лежит транстрессивно на разных свитах пестроцветной флицоидной формации. По южному борту Центрально-Западно-Саянского синклинория карбонатно-флицоидная формация залегает резко несогласно на разных свитах ордовика и верхнего кембрия. По южному краю Центрально-Западно-Саянского синклинория в восточной его части и на востоке Куртушибинского горста верхняя часть описываемой формации по латерали постепенно замещается пестроцветной морской нижней молассой.

В Ататахском прогибе карбонатно-флициондная формация четко разделяется на две части. Нижняя сложена тонкослоистыми и массивными известняками, алеврогитами, тонкослоистыми алевросланцево-известковистыми породами, в меньшей степени – песчаниками (онинская свита). Для нее характерны довольно многочисленные кораллово-водорослево-мшанковые рифы. Верхняя часть (таслинская свита) представлена ритмично переслаивающимися аргиллитами, часто превращенными в глинистые сланцы и филиты, алеврогитами и тонкозернистыми песчаниками. Во многих случаях встречаются известковистые сланцы и мергели. Общая мощность формации достигает 4,5-5 км. Примером такого разреза является разрез по р. Она.

К югу от Ататахского прогиба по восточному краю Чулаксинского грабена, выполненного в основном девоном, карбонатно-флициондная формация развита довольно широко. Причем резко различны северные очень мощные разрезы (5 км), похожие на разрезы Ататахского прогиба (Отуксугская синклиналь), и южные в верховьях р. Большая Ура, где развиты пестроцветные карбонатно-флициондные образования, близкие по составу и строению к пестроцветной молассе юго-западной окраины Усинской впадины; на востоке Усинской впадины развиты типичные красноцветные молассовые образования.

В отдельных мелких Багазейской и Узунсукской мульдах, образованных около гранитных штоков, развиты относительно маломощные (1-1,5 км) карбонатно-флицоидные толщи, залегающие резко несогласно на ордовике, причем из разреза выпадают нижние горизонты формации.

Таким образом, карбонатно-флициинная формация сложена в основном тонкообломочными и карбонатными породами, обычно четкослоистыми. Количество известняков в толще в разных местах различно. В одних разрезах они слагают более 50% всего разреза, и там широко развиты рифогенные известняки (Отуксугская синклиналь, Багазейская мульда), в других местах известняков меньше, при этом они обычно слоистые, детритусовые; в бассейнах рек Сабалкиас, Уюк, Хатер, Тасля, Тостук [Науменко, 1969] известняков очень мало. Как уже говорилось, карбонатно-флицевая формация переходит по латерали в пестроцветную и красноцветную молассу. Л.П. Зоненшайн [1963] убедительно показал, что шиштыкская свита Чулаксинского грабена замещается онинской и таслинской, котя нижние горизонты силура в составе шаштыкской свиты и отсутствуют.

НИЖНЯЯ ПЕСТРОЦВЕТНАЯ МОЛАССА

Как уже говорилось выше, по южному и восточному краям Западного Саяна развита в отдельных впадинах и мульдах пестроцветная моласса верхнего силура, залегающая резко несогласно на кембрийских и вендских образованиях. Наиболее широко она развита в Усинской впадине, где на востоке представлена тольцей красноцветных средне-, крупно- и мелкозернистых песчаников мощностью 2-2,5 км. Аналогичные образования развиты в Калнинской мульде на крайнем северо-востоке Западного Саяна.

В той же Усинской впадине на западе мощность молассы увеличивается до 4 км, при этом наряду с красноцветными песчаниками появляются сероцветные песчаники и алевролиты, а также органогенные известняки.

С некоторой долей условности к нижней молассе отнесены силурийские отложения крайнего запада Центрально-Западно-Саянского синклинория, где на стыке с Горным Алтаем П.С. Антонов описал вулканогенно-терригенные образования, отнесенные им к верхнему силуру.

Таким образом, изучение сипурийских отпожений выявляет очень изменчивую палеотектоническую обстановку конца геосинклинального развития каледонид Западного Саяна.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В Западном Саяне выделяется силурийская формация гранитоидов пестрого состава, возраст которой определен в достаточной мере условно.

Формация гранитои дов пестрого состава развита в Западном Саяне достаточно широко и выделяется под названием большепорожского комплекса. К этому комплексу отнесен крупный массив в верховых рек Она, Большой Он и Кантеги и целый ряд мелких массивов, главным образом в северной части Центрально-Западно-Саянского синклинория, в Джебашском синклинории и в Борусском горсте. Формация сложена в основном серыми, розовыми среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, которые определяют лицо формации. Кроме того, часто встречаются равномернозернистые граниты, адаменлиты и кварцевые диориты. В крайних частях массивов встречаются диориты, габбро-диориты, габбро, частично представляющие собой несомненно гибридные породы, а частично, по-видимому, образовавшиеся в первую фазу внедрения.

Описанная формация, возможно, является комагматичной силурийским и даже ордовикским вулканитам, обнаруженным на западе Западного Саяна $\Pi_{\bullet}C_{\bullet}$ Антоновым.

ФОРМАЦИИ ДЕВОНА-НИЖНЕГО КАРБОНА

Чтобы завершить формационный ряд Западного Саяна, кратко остановимся на среднепалеозойских орогенных формациях, подробное рассмотрение которых выходит за пределы задач, стоявших перед автором. Несомненно, к орогенным формациям относится верхнесипурийская нижняя моласса, рассмотренная выше вместе с собственно геосинклинальными формациями, с которыми она тесно связана и которые она латерально замещает. К среднепалеозойским формациям в Западном Саяне относятся нижне-среднедевонская липаритовая формация, средне-верхнедевонская-нижнекаменноугольная верхняя красноцветная моласса, девонская гранитная формация.

Липаритовая формация в Западном Саяне развита в Чулаксинском грабене, Усинской впадине и Калининской мульде. Она представлена в основном липаритами (фельзитами, кварцевыми порфирами), их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами; в значительно меньшей степени развиты андезитовые порфириты, обнаруженные лишь на востоке Усинской впадины. Кроме того,

Таблица 9 Формационные ряды Западного Саяна и соседиих районов Тувы

| | · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | | | | | | | | | |
|---|---|-----------------------|---|--|--|--|--|--|--|--|
| Возраст | Хансыно-Амыльский шов- ный горст-антиклинорий и Майнский синклинорий | Джойский шовный горст | Джебашский синкли- норий и Борусский шовный горст | Центрально-Западно-Саян- ский синклинорий | Куртушыбинский шовный горст и Тувинский прогиб | Улугойская зон Тувы | | | | |
| Средний и верхний девон—нижний кар- бон | Пестроцветная моласса и другие орогенные формации | - | - | Верхняя красноцветная и пестроцветная молассы и другие орогенные формации | | | | | | |
| Нижний — средний девон | Трахиандезитовая формация Красноцветная моласса | _ | _ | Липаритовая формация Андезитовая формация | | | | | | |
| Верхний силур | - | - | - | Нижняя пестро- | _ | | | | | |
| Нижний силур | - | _ | _ | Карбо- натно-флишондная формация | Пестроцветная и красноцветная моласса | - | | | | |
| Ордовик | Пестроцветная моласса | - | Пестроцветная молас- са с большим коли- чеством андезитов | . Пестроцветная флишоидная формация | - | | | | | |
| Верхний кембрий — тремадок | _ | <u> </u> | листострома — | Зеленоцветная флицюндная формация | - Груборитмичная - алевролито-кон- глюмератовая | _ | | | | |
| Нижний —средний кембрий | - | Формация | зеленых туфов или анде | зито-грауванновая формация | | | | | | |
| Венд—нижний кемб- рий | Рифо-туфо-кон- гло мератовая формация стили- то-кератофировая форма- ция | | Спилито-фтанито-сл | ланцевая формация | \\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\ | Рифо-туфо-кон- гломератовая формация Спилито-кера- тофировая формация | | | | |

на востоке Усинской впадины и в Калнинской мульде описаны ортофиры. В виде прослоев встречаются обломочные, обычно грубообломочные породы. Облик формации определяется несомненно липаритами и их туфами, которые вместе слагают около 90% объема формации. Мощность липаритовой формации колеблется от 200 до 2000 м.

По северному краю Западного Саяна развиты нижне—среднедевонские трахи-андезитовые толщи, характерные для всех Минусинских впадин. По южному краю Западного Саяна обнажаются вулканогенные толщи, которые относятся к базальт—андезит—липаритовой формации [Моссаковский, 1972].

Таким образом, наблюдается латеральный ряд с севера на юг: трахиандезитовая формация, липаритовая формация, базальт-андезит-липаритовая формация. Этот ряд характеризует изменение состава орогенных вулканогенных формаций в зависимости от структурного положения. А.А. Моссаковский [1968] показал, что трахиандезитовая формация характерна для наложенных впадин, липаритовая – для горных сооружений, а базальт-андезит-липаритовая – для унаследованных прогибов.

Девонские вулканические формации повсеместно на востоке Алтае-Саянской области залегают резко несогласно на складчатых структурах, сложенных породами нижнего палеозов.

Верхняя красноцветная моласса развита в Чулакском грабене и в Усинской впадине. Она представлена в основном красноцветными песчаниками, реже — конгломератами и алевролитами, среди которых встречаются прослои известняков с фауной брахиопод среднего девона, а среди алевролитов — ихтиофауна франского яруса. Мощность моласс достигает 1000—1500 м.

На западе Западного Саяна П.С. Антонов выделил красноцветную молассу, залегающую несогласно на нижнепалеозойских толщах и на липаритовой формации, отнесенной им к верхнему силуру. Эта моласса по находкам флоры отнесена к нижнему девону.

Матматическая формация гранитов представлена в Западном Саяне как крупными батолитами, так и мелкими массивами, отно-симыми к Джойскому комплексу. Для этой формации характерны розовые лейкократовые равномернозернистые и порфировидные биотитовые граниты. В краевых частях незначительно развиты гибридные гранодиориты и адамеллиты. Для массивов, относимых к этой формации, характерен очень однообразный состав.

Формация гранитов, вероятно, комагматична девонской липаритовой формации, которую она во многих местах прорывает.

Латеральные и вертикальные ряды формаций Западного Саяна показаны в табл. 9.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО САЯНА С ФОРМАЦИЯМИ СОВРЕМЕННЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Для понимания тектонического развития Западного Саяна выделенные формации полезно сравнить с формациями хорошо изученного Урала и островных дуг, условия формирования которых яснее, чем в древних складчатых сооружениях.

Представляется возможным сравнить различные зоны восточной части Алтае-Саянской области с зонами Охотского моря, Курильских островов и глубоководного желоба, которые, по мнению М.С. Маркова [Марков и др., 1967; Карташов и др., 1969], Ю.М. Пущаровского [1972] и других исследователей, представляют собой современную геосинклинальную систему.

Наиболее изученными являются меловые и кайнозойские отложения, обнажающиеся на Курильских островных дугах; эти отложения описаны в сводной работе В.К. Гаврилова и Н.А. Соловьевой [1973]. Меловые образования развиты только в пределах внешней Малой Курильской дуги. Они представлены лавами базальтового и андезито-базальтового состава, лавобрекчиями и туфами, переслаивающимися с мелкообломочными туфогенно-осадочными породами – туфосланцами, туфоалевролитами и туфопесчаниками. Мощность меловых образований достигает 2500-3000 м, основание их не вскрыто. Вероятно, они залегают на меланократовом фундаменте [Марков, 1973], фиксирующемся геофизическими методами как "базальтовый" слой. Среди меловых толщ установлены массивы, сложенные габбро-норитами, оливиновыми и лейкократовыми габбро, редко – анортозитами и габбро-перидотитами.

Палеогеновые отложения на Курильских островах неизвестны. Миоценовые отложения широко распространены на островах Большой Курильской гряды, где они представлены в низах (нижний-средний миоцен) лавами и лавобрек-чиями базальтового, андезитового и липаритового состава. В подчиненном количестве встречаются алевролиты и кремнистые туффиты (верхняя часть спилито-кератофировой формации) мощностью до 4000 м. Вулканогенная толща прорвана интрузиями диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Выше залегают туфоконгломераты, конгломераты, туффиты, лавы андезито-базальтового, андезитового и дацитового состава, реже – песчаники и алевролиты (туфоконгломератовая формация). Встречаются мощные (до 600 м) пачки флица [Родников и др., 1969].

В Малой Курильской дуге известны аналогичные толщи, но мощности их значительно меньше (300-400 м), возраст недостаточно ясен.

По данным М.С. Маркова и др. [1967], Срединно-Курильский прогиб между двумя грядами островов выполнен мощной (от 2 до 10 км) толщей рыхлых отложений, вероятно, имеющих туфогенно-терригенный состав (формация зеленых туфов).

Фундаментом Охотского моря, по крайней мере частично, является более древняя меловая геосинклинальная система, как это установили И.П. Карташов и др. [1969]. Этот фундамент перекрыт рыхлыми отложениями мощностью 1-3 км.

Если обратиться к рассмотрению западной части Алтае-Саянской области, то можно уповить большие черты сходства с геосинклинальной системой Куриль-

Таблица 10 Сравнение химических составов эффузивов венда-нижнего кембрия Западного Саяна с эффузивами других регионов (вес. %)

| | | | | | | | • | | | | | · | | |
|--------------------------|-----------------------------|---|---|------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------|----------------------|
| Фор_ ма- ция | По- ро- ды | Регион | ${ m SiO}_2$ | TiO ₂ | Al ₂ C ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | К ₂ О | P ₂ 0 ₅ | П.п.п. |
| сланцевая | Оливи- новые базальты | Западный Саян (58)* о-в Карагинский (9) Тихий океан | 46,00 45,82 46,25 | 1,94 1,45 3,08 | 15,20 16,65 15,05 | 2,87 4,35 3,72 | 8,98 5,38 8,48 | 0,18 0,14 0,17 | 7,40 6,54 7,53 | 8,69 8,86 9,48 | 2,80 3,65 3,03 | 0,50 0,76 1,22 | 0,33 0,27 0,54 | 4,68 5,77 3,80 |
| | Толеи- товые базальты | Западный Саян (69) о-в Карагинский (5) Океаны (94) | 49,90 50,18 49,61 | 1,94 1,02 1,43 | 14,67 17,68 16,01 | 2,77 3,16 | 8,78 4,62 | 0,17 0,08 0,18 | 6,01 5,56 7,84 | 7,10 6,28 11,32 | 3,71 4,47 2,76 | 0,85 1,39 0,22 | 0,51 0,34 0,14 | 4,04 |
| . Спилито | Плагиоли- париты | Западный Саян (8) о-в Карагинский (2) | 69,13 71,16 | 0,82 0,52 | 7,71 14,07 | 1,02 0,87 | 5,75 1,78 | 0,10 | 2,94 0,83 | 2,44 1,57 | 3,40 5,19 | 0,72 2,06 | 0,07 0,05 | 2,00 |
| кератофировой к спилито- | Оливиновые базальты | Хребет Шаман в Западном Сая- не (1) Актовракский горст (9) Уюкская зона Тувы (3) Малые Куриль— ские острова (5) | 44,88 4 5, 30 44,44 45,69 | 1,54 2,61 1,51 0,52 | 15,03 16,12 13,61 17,11 | 2,32 6,21 3,79 7,93 | 11,52 6,95 7,83 4,77 | 0,25 0,16 0,13 0,22 | 7,01 4,71 10,24 5,72 | 11,70 8,88 9,97 8,46 | 2,83 4,34 2,09 3,63 | 0,17 0,53 1,07 1,16 | - 0,22 0,37 0,22 | 4,11 3,50 4,55 |
| кератс | | Актовракский горст (3) | 47,67 | 2,57 | 15,24 | 7,80 | 6,22 | 0,10 | 3,53 | 6,62 | 5,95 | 0,70 | 0,42 | 3,18 |

-

| | ſ | 1 | ł | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|------------------------|--|-------|------|-------|--------------|--------------|------|--------------|------|------|------|------|---------------|
| спилито- | Толеитовые базальты | Уюкская зона Тувы (9) | 49,45 | 1,41 | 16,06 | 2,87 | 6,71 | 0,07 | 9,09 | 8,07 | 3,12 | 1,14 | 0,54 | 3,69 |
| пип | Голектов: 5азальты | Малые Куриль- | 50,23 | 0,48 | 17,21 | 5,30 | 4,64 | 0,29 | 5,58 | 8,30 | 3,73 | 1,16 | 0,19 | 2,71 |
| | Тол | ские острова (13) Магнитогорский прогиб (17) | 49,18 | 1,29 | 14,83 | 2,66 | 8,18 | 0,17 | 6,96 | 8,93 | 2,88 | 0,67 | - | - |
| | 74 | Хребет Шаман (3) | 57,01 | 0,78 | 15,07 | 3,84 | 6,75 | 0,17 | 4,82 | 3,16 | 5,14 | 0,37 | - | _ |
| Переходная фтанито-сл | Андезиты | Уюкская зона Тувы (10) | 58,37 | 0,47 | 17,38 | 2,30 | 4,45 | 0,04 | 3,71 | 4,08 | 4,54 | 1,46 | 0,35 | 2,93 |
| Пере фтан | Ан | Малые Куриль- ские острова (2) | 56,36 | 0,23 | 17,20 | 4,40 | 4,10 | 0,15 | 2,81 | 7,99 | 3,97 | 1,07 | 0,24 | 1,17 |
| | | Север Западного Саяна (5) | 46,68 | 0,93 | 15,84 | 4,41 | 7,98 | 0,23 | 5,77 | 8,78 | 3,64 | 0,24 | 0,16 | 7,38 |
| | Оливиновые базальты | Улугойская зо- на Тувы (5) | 44,14 | 0,58 | 15,38 | 3,96 | 7,00 | 0,16 | 8,14 | 9,81 | 3,38 | 0,35 | 0,23 | 6 ,3 9 |
| | Оливинов) базальты | Алеутская дуга | 46,67 | 0,86 | 17,03 | 4,68 | 3, 48 | 0,16 | 5,3 8 | 8,85 | 5,78 | 0,87 | 0,09 | 4,38 |
| ювая | 0 0 | Большие Курильские острова (6) | 46,50 | 0,46 | 16,96 | 5,78 | 4,13 | 0,15 | 6,06 | 8,13 | 2,35 | 1,17 | 0,31 | 7,47 |
| Спилито-кератофировая | | Север Западного Саяна (19) | 50,27 | 1,06 | 15,49 | 3,70 | 8,77 | 0,20 | 5,74 | 7,24 | 3,72 | 0,43 | 1,14 | 3,95 |
| -кер | Pie I | Улугойская зона Тувы (10) | 49,02 | 1,07 | 14,95 | 3,13 | 8,05 | 0,16 | 6,34 | 8,21 | 2,33 | 0,66 | 0,22 | 4,63 |
| ипто | Толеитовые базальты | Алеутская ду- га (44) | 50,50 | 1,01 | 17,66 | 4,12 | 5,90 | 0,19 | 5,25 | 9,78 | 3,26 | 0,86 | 0,22 | 3,5 8 |
| C | Тол баз | Большие Куриль- | 49,62 | 0,60 | 18,25 | 5,58 | 3,57 | 0,12 | 4,95 | 7,65 | 2,96 | 0,84 | 0,30 | 5,00 |
| | | Магнитогорский прогиб (34) | 49,49 | 0,95 | 16,15 | 3, 46 | 7,54 | 0,15 | 5,99 | 8,25 | 3,02 | 0,48 | - | <u>.</u> |
| J | | | 1 | | | | | | | | | | | |

Таблица 10 (окончание)

| Фор- ма- ция | По⊷ ро⊷ ды | Регион | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeÖ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | К ₂ О | P ₂ O ₅ | П.п.п. |
|-------------------------|---------------------------------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|--------------|---------------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| | • | Север Западного Саяна (15) | 54,94 | 0,82 | 14,69 | 4,37 | 6,86 | 0,11 | 3,90 | 6,09 | 4,22 | 0,27 | 0,28 | 3,52 |
| | Андезиты и андезито базальты | Улугойская зона Тувы (6) | 53,98 | 0,93 | 15,74 | 4,16 | 5,70 | 0,13 | 3,37 | 7,16 | 3,99 | 0,58 | 0,14 | 3,51 |
| | | Алеутская дуга (5) | 52,74 | 1,08 | 15,93 | 3,85 | 7,28 | 0,22 | 4,3 8 | 7,48 | 4,44 | 0,51 | 0,14 | 3,33 |
| ован | | Большие Куриль- ские острова (35) | 54,74 | 0,58 | 17,36 | 4,93 | 2,56 | 0,15 | 3,75 | 7,51 | 3,05 | 1,25 | 0,24 | 3,44 |
| Спилито – кератофирован | | Магнитогор- ский прогиб (97) | 51,30 | 0,85 | 15,80 | 3,91 | 6,85 | 0,16 | 5,37 | 7 , 60 | 3,24 | 0,58 | - | - |
| ито – ке | дациты | Север Запад- ного Саяна (39) | 69,62 | 0,39 | 12,73 | 2,33 | 3,84 | 0,09 | 1,59 | 1,83 | 4,74 | 0,79 | 0,16 | 1,66 |
| CHIN | Z. | Улугойская зона Тувы (19) | 70,27 | 0,34 | 13,05 | 1,60 | 3,35 | 0,09 | 1,24 | 2,18 | 5,04 | 0,87 | 0,09 | 1,54 |
| | арить | Алеутская ду- га (10) | 69,68 | 0,48 | 14,22 | 1,59. | 1,50 | 0,07 | 1,68 | 3,02 | 4,74 | 1,63 | 0,12 | 2,63 |
| | ОЛИПЕ | Большие Куриль- ские острова (12) | 66,67 | 0,41 | 14,89 | 2,47 | 1,67 | 0,08 | 1,56 | 4,50 | 3,36 | 1,64 | 0,16 | 2,54 |
| | Плагиолипариты | Магнитогор- ский прогиб (69) | 71,30 | 0,40 | 12,80 | 1,80 | 2,64 | 0,10 | 1,21 | 1,52 | 5,18 | 0;89 | - | - |

^{*}В скобках указано количество анализов.

ской дуги. Действительно, по северному склону Западного Саяна развиты спилито-кератофировая формация (Хансыно-Амыльская зона – аналог Большой Курильской гряды) и спилито-фтанито-сланцевая формация, имеющая переходную зону со спилито-кератофировой. Переходная зона хребта Шаман и, возможно, вся Джойская зона являются аналогами Малой Курильской гряды.

Такое сравнение подтверждается сходством литологии, химического состава эффузивов Малой Курильской гряды – хребта Шаман, а также миоцена Большой Курильской гряды и Хансыно-Амыльской зоны (табл. 10). Данные по петрохимии эффузивов Курильских островов взяты по материалам В.К. Гаврилова и Н.А. Соловьевой [1973].

Сравнение вулканитов спилито-кератофировой формации Больших Курильских островов и Западного Саяна показывает, что в обоих случаях развиты контрастные базальт-липаритовые серии, хотя имеются разности промежуточного состава. Базальты в обоих случаях небогаты титаном, но на Курилах они вдвое беднее, чем в Западном Саяне. Вероятно, это связано с тем, что на Курильских островах наблюдается верхняя часть спилито-кератофировой формации, в Западном Саяне уже размытая. Если взять более глубокие части спилито-кератофировой формации, которые формируются сейчас в Алеутской дуге, то, по данным В.А. Кутолина [1973], О. Гейтса [Gates e.a., 1971], О.А. Шмидта [1973], базальты там по содержанию титана не отличимы от саянских (см. табл. 10).

Плагиолипариты Алеутских и Курильских островов и Западного Саяна близ-ки по содержанию титана.

Все эффузивные породы Западного Саяна значительно отличаются от островодужных вулканитов по содержанию калия, которого в обоих случаях очень мало, но все же в Западном Саяне в 2-2,5 раза меньше (0,43-0,79% K_2 0 против 0,84-1,63% K_2 0). Это объясняется, вероятно, метаморфизмом саянской спилито-кератофировой формации, приведшим к выносу калия и, возможно, к незначительному привносу натрия, содержание которого в саянских вулканитах немного больше, чем в курильских. Однако в базальтах и липаритах Алеутских островов содержание натрия близкое и даже более высокое.

Можно отметить также, что эффузивы Западного Саяна более железисты (11,95–5,94% ${\rm FeO}$ + ${\rm Fe}_2{\rm O}_3$) по сравнению с курильскими (9,93–3,89%) и алеутскими (7,69–2,93%). Содержание магния в эффузивах всех регионов примерно одинаковое.

Указанные отличия, за исключением содержаний окиси калия, вероятно, не являются существенными, и нам представляется возможным сопоставить спилито-кератофировую формацию венд-нижнекембрийского возраста северного склона Западного Саяна со спилито-кератофировой формацией Больших Курильских островов и Алеутской дуги.

В большей степени похожи вулканиты хребта Шаман в Джойской зоне Западного Саяна на меловые эффузивные породы Малой Курильской гряды (см. табл. 10). Правда, в Западном Саяне в составе эффузивной толици известны липариты, а на Малых Курильских островах их нет, Базальты хребта Шаман и Малых Курильских островов отличаются низким содержанием окиси титана. однако в малокурильских базальтах его в 3 раза меньше, чем в саянских. Значительно выше содержание калия в курильских базальтах (1,16% K₂O). чем в базальтах хребта Шаман (0,17% К₂0). Имеются отличия и в содержании железа и магния. Если в оливиновых базальтах хребта Шаман содержание суммарной окиси железа равно 13,61%, а окиси магния 7,01%, то в аналогичных базальтах Малых Курил суммарная окисль железа составляет 11,07%, а окись магния - 5,72%, т.е. саянские оливиновые базальты более меланократовые. В целом сходство сравниваемых вулканитов не столь велико. По-видимому. это обусловлено тем, что переходные зоны находятся в изменчивых условиях, в связи с чем состав эффузивных пород в них, вероятно, может сильно меняться, что видно на примерах Западного Саяна и Тувы (см. табл. 5), где выделены три переходные зоны с достаточно сильно отличающимися эффузивами. Забегая вперед, можно указать, что эффузивы Уюкской зоны Тувы ближе к эффузивам Малых Курильских островов.

97

Спилито-фтанито-сланцевая формация на Малых Курилах не обнажается, однако она хорошо представлена на их продолжении — в восточных полуостровах и островах Камчатки. Эта формация вообще широко развита в Тихом океане, как показал Н.А. Богданов [1969], который выделил геосинклинальные прогибы, ею выполняемые, в особый тип таласогеосинклиналей.

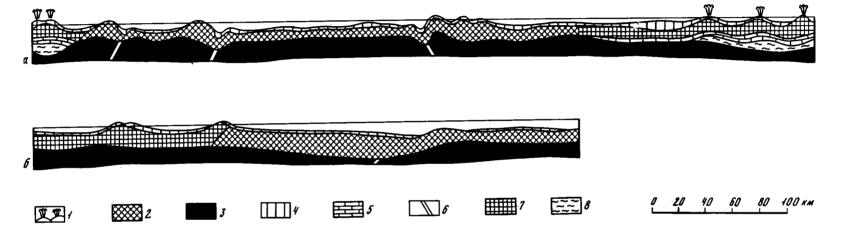
Г.П. Авдеенко и Н.А. Храмов [1969] отметили широкое развитие рассматриваемой формации на Камчатке, где они назвали ее кремнисто-вулканической. Там в разных зонах они выделили формацию трех возрастов, но мы остановимся лишь на более молодой – олигоцен-миоценовой, развитой на востоке Камчатки, а именно на спилито-фтанито-сланцевой формации о-ва Карагинского. Здесь в низах формации (3500 м) распространены песчано-алевролито-аргиллитовые сланцы, кремнистые породы и спилиты, часто шаровые, а в верхах – туфы, спилиты, базальты, реже – андезиты и кератофиры (1200 м), по латерали и вверх по разрезу замещающиеся терригенными отложениями. В полих развития описанной формации широко развиты тела гипербазитов, а также габбро и габбро-диоритов. По данным Н.А. Богданова [1969], М.С. Макарова, Г.Е. Некрасова и М.Ю. Хотина [1972], спилито-фтанито-сланцевая формация на востоке Камчатки залегает на меланократовом фундаменте, и геофизический "гранитный слой" в этих местах отсутствует.

Как видно из краткого описания, состав спилито-фтанито-сланцевой формации на востоке Камчатки очень похож на состав аналогичной формации Западного Саяна. Правда, на Камчатке отсутствуют известняки, но это связано скорее всего с различием климатических условий. Большое сходство обнаруживается и в химическом составе эффузивных пород о-ва Карагинского и Западного Саяна. В обоих случаях развиты главным образом оливиновые и толеитовые базальты, отличающиеся довольно высоким содержанием окиси титана (1,5-2%); однако в базальтах о-ва Карагинского содержание окиси титана несколько ниже. Калийность базальтов о-ва Карагинского более высокая (1,22-1,39% К₂0) по сравнению с базальтами Западного Саяна (0,50-0,85% К20), что, вероятно, связано с метаморфизмом венд-кембрийских толщ Западного Саяна. Базальты двух регионов несколько отличаются и по содержанию железа и магния, которых в базальтах Западного Саяна больше (11,56-11,27% $FeO_+Fe_2O_3$ и 7,40-6,01% MgO) по сравнению с базальтами о-ва Карагинского $(9,30-7,46\% \text{ FeO}_+\text{Fe}_0)_2$ и $6,54-5,56\% \text{MgO}_3$ т.е. саянские базальты несколько более меланократовые.

Большое сходство наблюдается в составе плагиолипаритов обоих регионов (см. табл. 10), которые резко отличаются от плагиолипаритов спилито-кератофировой формации, особенно по повышенному содержанию титана. Однако плагиолипариты о-ва Карагинского содержат меньше титана, алюминия, железа и магния по сравнению с саянскими; вероятно, это объясняется тем, что плагиолипариты о-ва Карагинского в целом более кислые (71,16% SiO₂) по сравнению с западносаянскими (69,13%).

Таким образом, в Западном Саяне на основании формационного анализа можно выделить две зоны: Хансыно-Амыльскую и Джойскую, соответствующие по своему тектоническому характеру в венде-нижнем кембрии двум зонам Курильских островов в мелу и в третичное время. Две гряды Курильских островов разделены Средне-Курильским прогибом, который заполнен рыхлыми отложениями (2-10 км). Судя по выходам плиоцен-четвертичных толщ на островах, эта толща представлена формацией зеленых туфов. В данном случае можно сравнить Срединно-Курильский прогиб с Майнским синклинорием нижне-среднекембрийского времени, когда последний был выполнен формацией зеленых туфов мощностью 4-5 км. К сожалению, нет материалов по Западному Саяну для сравнения петрохимических составов вулканогенных пород формации зеленых туфов.

На юге Западного Саяна и в Туве выделяется вторая двойная островная дуга для того же времени. Формационный анализ, в том числе сравнение петрохимических особенностей эффузивов (см. табл. 10), позволяет найти там аналоги Курильским зонам. Так, Куртушибинская, Актовракская и Уюкская зоны соответствуют, вероятно, внешней островной дуге, Тоджинская впадина и 98



 Φ и г. 15. Сопоставление палеотектонического разреза через Западный Саян и Туву (a) для конца нижнего кембрия с разрезом современной Курильской островной дуги (b)

1 — действующие вулканы; 2 — формация зеленых туфов; 3 — спилито-кератофировая формация; 4 — спилито-фтанито-сланцевая формация; 5 — кремнисто-известняковая формация; 6 — метаморфизованные и складчатые комплексы рифея; 7 — меланократовый фундамент геосинклиналей; 8 — фокальные поверхности Беньоффа

Хемчикско-Систигхемский прогиб, выполненные в основании формацией зеленых туфов (аласугская свита), - межостровному прогибу, а Улугойская зона с венд-кембрийской спилито-кератофировой формацией, прослеживающейся, вероятно, на запад под Хемчикско-Систигхемским прогибом, - внутренней островной дуге. К югу от этой островной дуги располагался не морской бассейн внутреннего моря, а вулканический пояс Восточного Тонну-Ола и Северной Монголии. Такое положение вулканического пояса и напоминает Восточную Камчатку с ее восточным вулканическим поясом [Власов, 1963].

Следует отметить, что протяженность выделенных в Западном Саяне и Туве вулканических дуг значительно меньше тихоокеанских, но по ширине масштаб явлений один и тот же, если учесть сокращение ширины зон в Западном Саяне за счет складчатости хотя бы вдвое (фиг. 15).

Эти выводы хорошо согласуются с представлениями А.В. Пейве и его сотрудников [Пейве и др., 1971, 1972] о формировании эвгеосинклиналей на коре океанического типа. Из палеозойских структур это подробно доказывается для Урала. Сравнение вулканических формаций Урала и Западного Саяна указывает на большое сходство петрохимических особенностей эффузивов (см. табл. 10). В качестве примера взята эйфельская спилито-кератофировая формация и сипурийская спилито-диабазовая формация, подробно изученная Т.И. Фроловой [1970] в Магнитогорском синклинории. Спилито-диабазовая формация (поляковская свита), по Т.И. Фроловой, на 50,4% состоит из осадочных пород: песчаников и алевролитов (18,5%), глинистых сланцев (5,8%), кремнистых пород (20,3%) и известняков (5,8%), т.е. по составу отвечает выделяемой нами спилито-фтанито-сланцевой формации.

Т.И. Фролова приводит средний состав базальтоидов, суммарно всех основных, средних и кислых эффузивов по всем выделенным ею формациям.

Сравнение эффузивов спилито-фтанито-сланцевой формации Западного Саяна с аналогичной формацией Магнитогорского прогиба показало, что базальтоиды Урала больше всего похожи на базальтоиды переходной зоны хребта Шаман и меньше — на базальтоиды центральных частей Западного Саяна. Тем не менее и уральские, и саянские базальтоиды спилито-фтанито-сланцевой формации очень схорны между собой, резко отличны от базальтов спилито-кератофировой формации и очень похожи на толеитовые базальты дна океанов (см. табл. 10), данные о составе которых взяты из работы Дж.Р. Канна [1973]. Состав сливиновых базальтов океанов [Кутолин, 1972] отличается от оливиновых базальтов спилито-фтанито-сланцевой формации резко повышенным содержанием титана (см. табл. 10).

Эффузивы спилито-кератофировой формации Западного Саяна обнаруживают очень большое сходство с эффузивами той же формации эйфеля, даже большее, чем с эффузивами Курильской и Алеутских островных дуг. Так, саянские толеитовые базальты содержат почти столько же титана (1,06% ${\rm TiO_2}$) и калия (0,43% ${\rm K_2O}$), сколько и уральские (0,95% ${\rm TiO_2}$ и 0,48% ${\rm K_2O}$). Сходны они и по содержанию других окислов.

Плагиолипариты спилито-кератофировой формации практически одинаковы в обоих регионах, только на Урале больше ультракислых лейкократовых разностей.

Подводя итоги данному разделу по сравнительной тектонике, можно отметить, что в Западном Саяне и Туве для кембрийского времени выделяются две двойные островные дуги, разделенные Западно-Саянским океаническим бассейном.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА И ОКРУЖАЮЩИХ РЕГИОНОВ

Как уже отмечалось выше, геосинклинальная система Западного Саяна залонилась на земной коре океанического типа, как это доказано для всех эвгеосинклиналей А.В. Пейве [1969] и его сотрудниками [Пейве и др., 1971, 1972]. Естественно, Западный Саян прошел в своем развитии все стадии - океаническую, переходную и континентальную, прежде чем превратился в складчатое сооружение с мощной земной корой континентального типа. Представляется наиболее вероятным, что Западный Саян закладывается в венде в результате растяжения и раскалывания более древней и довольно мощной земной коры переходного типа. Понять историю заложения и развития Западного Саяна можно только на фоне истории развития по крайней мере восточной части Алтае-Саянской области. Для выяснения этого вопроса на основе формационного анализа была составлена тектоническая карта на эту площадь. В данной работе приведен (фиг. 16 вкл.) вариант этой карты со снятыми нижнепалеозойскими интрузиями и без формационного "крапа". Это сделано для большей наглядности карты, подробность которой вполне достаточна для иллюстрации развиваемых в данной работе положений.

В восточной части Алгае-Саянской области в конце рифея было сформировано на большой площади складчатое сооружение, обладавшее на одной части территории корой континентального типа, а на другой части, где гранитизация не произошла, корой переходного типа с мощным базальтовым слоем, возникшим в результате скучивания и складчатости. Гранитизированные рифейские складчатые сооружения обнажаются в Восточном Саяне (Протеросаян), на крайнем востоке Тувы и на Сангилене в Туве. Негранитизированные складчатые и метаморфизованные в фациях зеленых сланцев рифейские толици обнажаются в ядрах крупных антиклиналей в Кузнецком Алатау, на западе Восточного Саяна и в Восточной Туве, в Кузнецком Алатау. По данным И.П. Ивонина [1970], в верховьях р. Томи и в других местах обнажается серия мраморов, графитистокварцевых сланцев, амфиболитов, плагиоклаз-амфиболовых гнейсов (теректинская серия - 2000 м). Выше залегает серия метаморфизованных песчаников. алевролитов, мраморов, хлоритовых сланцев, кератофиров, амфиболизированных спилитов и туфов (котласская серия - 4500 м). Еще выше с резким несогласием залегают известняки, доломиты, кварциты, туфы енисейской свиты верхнего рифея.

В западной части Восточного Саяна (Кембросаян) к рассматриваемому складчатому фундаменту [Хоментовский, 1959] относится крупный выступ зеленых метаморфических сланцев в верховыях р. Сисим. Эти сланцы (кувайская серия – 7–8 км) образованы по основным и средним эффузивам, песчаникам и алевролитам. Встречаются прослои и толици мраморизованных известняков (павловская свита). Вблизи Восточно-Саянского разлома среди эффузивов нижней части кувайской серии залегает цепочка массивов, сложенных гипербазитами, габброидами и плагиогранитами [Глазунов, 1961; Шелковников, 1968]. Складчатые структуры кувайской серии, по данным А.А. Предтеченского [1967], Н.М. Чернышева [1969], К.П. Астахова и др., с резким несогласием перекрываются известняками и доломитами овсянковской свиты верхнего рифея.

В Восточной Туве в верховьях р. Систиг-Хем наблюдаются выступы, споженные зелеными метаморфическими сланцами, среди которых выделяются сланцы по вулканогенным и терригенным породам (харальская свита – 6000 м) и по терригенным известковистым породам (ожемская свита – 1500–2000 м). Этот комплекс метаморфических сланцев, по данным В.А. Благонравова [Геология СССР, 1966] и В.В. Зайкова, перекрыт с угловым несогласием венднижнекембрийскими эффузивами спилито-кератофировой формации.

Таким образом, в регионах, окружающих Западный Саян, развиты мощные складчатые комплексы метаморфических пород, среди которых, вероятно, при детальных исследованиях можно выделить формации, характерные для океанической и переходной стадий развития эвгеосинклиналей. Эти комплексы с угловым несогласием перекрыты кремнисто-карбонатной формацией верхнего рифея, имеющей очень широкое площадное распространение в Горном Алтае (баратальская свита), Кузнецком Алатау (енисейская свита), Восточном Саяне (овсянковская свита). В Туве ей по возрасту, вероятно, соответствуют известняки и доломиты нарынской свиты нагорья Сангилен.

Такое широкое распространение верхнерифейской кремнисто—карбонатной формации дает основание предполагать, что в конце рифея существовала относительно стабильная область, вероятно обладавшая довольно мощной базальтовой субокеанической корой, — как бы океаническая платформа (современный аналог — Багамская плита).

В венде происходит дробление, деструкция этой океанической платформы и возникает сложная каледонская складчатая Алтае-Саянская область. Далее рассмотрим стадии развития Западного Саяна на фоне развития Алтае-Саянской области.

Океаническая стадия в Западном Саяне охватывает венд и низы нижнего кембрия. В начале венда описанная выше океаническая платформа раскалывается, и ее отдельные блоки расходятся, обнажая меланократовый фундамент, на котором формируется спилито-фтанито-сланцевая формация, развитая ныне в Западном Саяне и на юге Горного Алтая [Дергунов, 1967].

По краям этого океанического бассейна, вероятно на склонах стабильных бло-ков, формируется спилито-кератофировая формация Западного Саяна, Тувы и северной части Горного Алтая (менкрокская свита), связанная постепенными переходами со спилито-фтанито-сланцевой формацией.

К северу и к югу от Западного Саяна существовала более сложная тектоническая обстановка. На севере, в пределах Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна (юго-западная часть - Кембросаян), раскалывание, деструкция и растяжение не привели к обнажению меланократового фундамента, но возникают подвижные зоны, которые разделяют более стабильные участки. Как было установлено А.А. Моссаковским [19636] и подтверждено последующими исследованиями [Иванкин, Щеглов, 1971], на стабильных блоках продолжалось формирование карбонатных толи венда-кембрия (Батеневский Мрасский массив, массив Белыкского Белогорья и др.), а в промежутках между этими блоками формировались преимущественно вулканогенные толици. Для деструкционной стадии подвижных зон характерны спилитодиабазовая, спилито-кератофировая и терригенно-спилито-кератофировая формации, отличающиеся эффузивами повышенной щелочности и титанистости, напоминающие эффузивы рифтовых зон континентов и рифтовой зоны Исландии. Это кондомская свита и верхняя часть енисейской свиты (см. табл. 5) Кузнецкого Алатау и Горной Шории [Белоусов и др., 1969, 1974], низы колпинской свиты юго-западной части Восточного Саяна [Шелковников, 1969], а также табратская свита, поля развития которой непосредственно продолжаются в Западном Саяне, где картируется спилито-кератофировая монокская

Южнее, в пределах Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы, в отдельных антиклиналях обнажается спилито-фтанито-сланцевая формация, которая при движении на юг и восток в нижней части постепенно замещается кремнисто-спилитовой толщей (алтынбулакская свита), а в верхней – рифо-туфо-терригенной толщей (акдуругская свита). Эти толщи можно считать не самостоя-102

тельными формациями, а переходными от спилито-фтанито-сланцевой формации к спилито-кератофировой формации, развитой к югу и главным образом к востоку от Западного Саяна (хамсаринская серия, туматтайгинская свита). Спилито-кератофировая формация в междуречье Большого и Малого Енисея залегает на зеленых карбонатно-хлоритовых сланцах рифея [Геология СССР, 1966], т.е. в Туве под спилито-кератофировой формацией наблюдается метаморфизованных пород. Контрастная спилито-кератофировая формация латерально замещается непрерывной липарит-анцезит-базальтовой формацией, залегающей, вероятно, на гранитно-метаморфическом рифейском основании, которое обнажается на крайнем востоке Тувы и в нагорые Сангилен. На метаморфических толицах Сангилена насогласно лежит верхнерифейская рифогенно-известняковая формация (нарынская свита), сменающаяся вверх по разрезу и, возможно, по простиранию вулканогенными и туфогенно-терригенными толцами. Непрерывные липарито-базальтовые формации. витые на крайнем востоке Тувы, в Восточном Танну-Ола и в Северной Монголии (Индерская и, возможно, Дзабханская зоны), вероятно, следует относить к орогенным формациям небольшого каледонского вулканогенного пояса.

Таким образом, устанавливается, что спилито-фтанито-сланцевая формация на север, юг и восток латерально замещается спилито-кератофировой. На запад, в Горный Алтай спилито-фтанито-сланцевая формация прослеживается под Чулышманской зоной [Дергунов, 1967], а далее на запад замещается спилито-кератофировой формацией Баратальской и Катунской зон, где на рифейской кремнисто-известняковой формации залегает спилито-кератофировая формация (манжеровская свита), отличающаяся повышенным содержанием титана и калия в эффузивах [Белоусов и др., 1969].

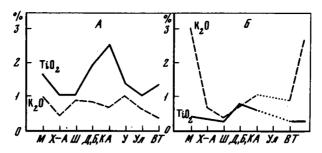
Под спилито-кератофировой формацией повсеместно можно предполагать, а местами и наблюдать в выходах на поверхность наличие фундамента, сложенного метаморфическими вулканогенно-осадочными толицами рифея и кремнисто-карбонатными толицами верхнего рифея. Спилито-фтанито-сланцевая формация налегает, по-видимому, непосредственно на габбро-гипербазитовый фундамент, обнажающийся в отдельных поднятых блоках и в ядрах крупных антиклиналей. Взаимоотношения меланократового фундамента со спилито-фтанито-сланцевой формацией сложны и плохо изучены, так как контакты между ними обычно проходят по разломам, а метасоматические габброиды развиваются, вероятно, не только по гипербазитам фундамента, но и по вышележащим эффузивам.

Достаточно хорошо зональность устанавливается при изучении петрохимических особенностей эффузивов рассмотренных выше формаций (см. табл. 5). Наиболее четкие различия эффузивов выявляются при изучении распределения окислов калия и титана в различных зонах, в эффузивах с одинаковым содержанием кремнекислоты (фиг. 17). В табл. 5 приведены средние химические составы эффузивов по формациям и зонам, причем взято в общем пересечение от Горной Шории через Западный Саян в Восточный Танну-Ола. Поскольку в Туве венд-нижнекембрийские образования часто скрыты под более молодыми отложениями, то сделана попытка реконструировать переходную зону менду спилито-фтанито-сланцевой и спилито-кератофировой формациями, отнеся к этой зоне формации, обнажающиеся в Актовракском горсте и в ряде горстов в мендуречье Уюк и Енисей (Уюкская зона) западнее намеченного пересечения.

Рассмотрим содержание окислов калия и титана (см. табл. 5, фиг. 17) в толеитовых базальтах и плагиолипаритах по различным зонам и формациям, имея в виду, что толеитовые базальты, вероятно, соответствуют составу исходной магмы, а плагиолипариты отвечают крайним членам дифференциации базальтовой магмы.

В толеитовых базальтах рассматриваемых формаций окись калия содержится в количествах, обычно не превышающих 1% общего веса породы. Максимальные содержания калия отмечаются в Мрасской и Уюкской зонах, причем в Мрасской зоне это связано, вероятно, с обогащением магмы калием при прохождении через достаточно мощную земную кору — фундамент каледонской

103



Фиг. 17. Графики изменения по структурным зонам содержания окисей ка-

A — в толеитовых базальтах, B — в плагиолипаритах; M — Мрасский массив, X—A — Хансыно—Амыльский горет—синклинорий, III — Шаманский хребет в западной части Джойского горета, Д,Б,К — Джойский, Борусский и Куртуши—бинский гореты, A — Актовракский горет, Y — Уюкская зона, Yл — Улугойская зона, Yл — Восточно—Таннуольская зона

геосинклинали, а в Уюкской зоне это объясняется скорее всего тем, что там обнажены только верхи спилито-фтанито-сланцевой формации, переходные к вышележащей формации зеленых туфов.

Минимальные содержания калия наблюдаются в базальтах спилито-кератофировой формации в Хансыно-Амыльской и Улугойской зонах, что, возможно, связано с сильной дифференциацией магмы и с уходом калия с кислыми дериватами, а также с общим низким содержанием калия в первичной магме и малой мощностью фундамента под этой формацией, также бедного калием.

В плагиолипаритах значительно более четко выступает закономерность в изменении содержания калия. В Мрасской и Восточно-Таннуольской зонах, находящихся по краям рассматриваемого пересечения, среднее содержание K_2 О достигает 3%, а в остальных зонах оно, как правило, не превышает 1%. Минимальные содержания калия наблюдаются в спилито-фтанито-сланцевой формации центральных частей Западного Саяна.

Распределение титана также весьма характерно. В базальтах Мрасской зоны его содержится относительно много (среднее содержание TiO_2 – 1,65%); в спилито-кератофировой формации Хансыно-Амыльской зоны его содержание падает (1% TiO_2); в базальтах спилито-фтанито-сланцевой формации оно резко увеличивается (2–2,5% TiO_2), а в базальтах спилито-кератофировой формации Тувы вновь уменьшается (менее 1,5% TiO_2).

По содержанию других окислов в одноименных породах разных формаций различия менее значительны, и закономерности в изменении их содержаний уловить трудно.

В поперечном пересечении мы наблюдаем следующий латеральный ряд: терригенно-спилито-кератофировая формация (Мрасская зона), характеризующаяся высокими содержаниями титана и калия, — спилито-кератофировая формация (Хансыно-Амыльская зона), эффузивы которой содержат очень мало калия и титана, — спилито-фтанито-сланцевая формация (большая часть Западного Саяна) с высоким содержанием титана и низким содержанием калия в эффузивах — спилито-кератофировая формация (Улугойская зона) с низким содержанием калия и титана в эффузивах — липарито-андезито-базальтовая формация (Восточный Танну-Ола), в базальтах которой наблюдается низкое содержание калия и титана, а в липаритах, напротив, содержание калия высокое, титана — низкое.

Переходная зона в Западном Саяне охватывает отрезок времени от конца нижнего кембрия до конца силура. За это длительное время как в Западном Саяне, так и в окружающих регионах происходит ряд событий, и в переходной стадии можно выделить несколько этапов.

В нижнем-среднем кембрии в Западном Саяне и Туве, как уже отмечалось, возникли две двойные островные дуги (см. фиг. 15). Западнее, в пределах 104

Горного Алтая, существовала еще одна двойная островная дуга. Возникновение островных дуг, вероятно, было в большей степени связано с тектоническим скучиванием, с возникновением шарьяжей и, возможно, крупных лежачих складок, которые охватили в основном поле развития спилито-фтанито-сланцевой формации. В результате возникло "переслаивание" пород спилито-фтанито-сланцевой формации и гипербазитов, габброидов - меланократового фундамента геосинклинали, который совместно с эффузивами и осадочными породами подвергся дальнейшей интенсивной метасоматической переработке, приведшей к формированию стратиформных габброидных интрузий, метасоматических габброидов по эффузивам и гипербазитам, местами, вероятно, плагиогранитов. Следы первых надвигов видны в верхах спилито-фтанито-сланцевой формации, когда появляются конгломераты, перекрывающие две разнофациальные надвиговые пластины (бассейн р. Джой), и конгломераты, содержащие гальку гипербазитов (юг Западного Саяна) [Зайков, Зайкова, 1969]. Реконструкция тектонической обстановки заставляет предполагать, что на севере движение масс происходило с севера на юг, а на юге - с юга на север. Островные дуги явились поставщиками вулканического и терригенного материала, поступавшего в межостровные прогибы и в океанический или межостровной морской бассейн. Это привело к формированию андезито-туфогенно-граувакковых толц формации зеленых туфов.

В области к северу от Западного Саяна также происходило скучивание, возможно, образование пологих надвигов, приведших гипербазитовые массивы в приповерхностные зоны Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Скучивание там начинается, вероятно, несколько позже, чем в Западном Саяне, и когда на юге формируется рифо-туфо-конгломератовая формация, на севере на больших площадях происходит накопление формации рифогенных известняков (усинская свита Кузнецкого Алатау, камешковская свита Восточного Саяна). Однако в дальнейшем сжатие охватывает и север рассматриваемой территории, где начинают образовываться андезито-базальтовые вулканогенные породы, сопровождаемые терригенными, карбонатными и кремнистыми осадками (зелено-каменно-кремнисто-сланцевая формация [Моссаковский, 1963а,6]). В среднем кембрии там образуется андезитовая (порфиритовая) формация, местами залегающая несогласно на нижележащих толщах. Для нее характерны как морские излияния андезитов и андезито-базальтов, так местами и наземные.

К югу от Западного Саяна в нижнем-среднем кембрии происходити складчатые движения. Они привели к тому, что там сформировалась мощная земная кора, выплавилось громадное количество палингенного гранитоидного материала и образовались крупные, сложнопостроенные гранитоидные массивы таннуольского комплекса. Гранитизация охватила главным образом край консолидированного в рифее блока — область вулканического пояса и частично зону развития спилито-кератофировой формации. Складчатые движения в Туве проходят, вероятно, также с некоторым запозданием, так как в это время на большой площади в нижнем кембрии развивалась формация рифогенных известняков, правда, сопровождавшаяся во многих местах вулканизмом преимущественно андезитового состава. Складчатость и гранитизация привели к поднятиям, и терригенные толщи верхов нижнего, среднего и верхнего кембрия в Туве формировались на ограниченных площадях [Геология СССР, 1966; Богонибова, Щеглюв, 1970].

В верхнем кембрии-тремадоке происходит дальнейшее скучивание в Западном Саяне. Шарьяжи этого возраста хорошо фиксируются олистостромами в северной части Западного Саяна и в Борусской зоне. Вероятно, Борусская одиночная островная зона возникла в результате скучивания по шарьяжам позже, чем двойные островные дуги на юге и на севере Западного Саяна. Борусская зона совершенно не ощущается в осадках нижнего-среднего кембрия, а в верхнем кембрии появляется олистострома, на которую надвигался Борусский покров (район хребта Стан-Таскыл и верховьев р. Большой Кашкарет).

В сузившемся в результате многократных этапов сжатия Западно-Саянском бассейне в это время формировались турбидиты зеленоцветной флицоидной формации.

К северу от Западного Саяна в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне происходит интенсивная складчатость, мощность земной коры сильно возрастает, происходит выплавление гранитной полингенной магмы и формирование крупных батолитов, сложенных гранитоидами пестрого состава. Одновременно в отдельных прогибах (Уйменско-Лебедском и Золото-Китатском) накапливаются пестроцветные флицевые формации и вулканогенные молассы верхнего кембриятремадока и аренига. Таким образом, в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в конце кембрия-начале ордовика был сформирован гранито-метаморфический слой.

В результате описанных выше преобразований Западно-Саянский морской бассейн с промежуточным типом земной коры был окружен с трех сторон складчатыми сооружениями со сформированным гранитно-метаморфическим слоем (салаириды).

В ордовике севернее Западного Саяна находилась горная страна, и лишь в отдельных грабенах, из которых известны только Уймено-Лебедский и Золото-Китатский, продолжалось накопление пестроцветного флица и вулканогенных моласс.

В начале ордовика интенсивные складчатые движения происходят в Чулыш-манской складчато-гульбовой зоне Горного Алтая, которые привели к резкому возрастанию мощности земной коры и выплавлению гранитной магмы. Последняя образовала крупные массивы гранитоидов, а также покровы эффузивов в ордовик-силурийской молассе наложенной Ерипатской мульды [Дергунов, 1967].

Складчатостью, вероятно, была охвачена вся северная часть Западного Саяна (Хансыно-Амыльская, Майнская, Джойская и Джебашская зоны, север Центрально-Западно-Саянской зоны). Эта складчатость привела к поднятиям и накоплению молассы, в том числе вулканогенной, сохранившейся в отдельных грабенах в районе пос. Абаза, на западном замыкании Джебашского синклинория, около Борусского разлома на западе. Однако гранитизации в это время не происходило.

Западно-Саянский морской бассейн с промежуточным типом земной коры остается изолированным, окруженным с четырех сторон складчатыми сооружениями, обладающими развитым гранитно-метаморфическим слоем. Остаточный прогиб Западного Саяна в ордовике претерпевает довольно интенсивную перестройку. По его северному крыпу в результате образования крупных крутых разломов границы прогиба расширяются, как бы обламывая края возникшего на севере поднятия. С этими разломами связаны излияния андезитовых лав.

В остаточном бассейне накапливались флициондные пестроцветные толици, похожие на нижележащие, т.е. в центральных частях Центрально-Западно-Саянского синклинория обстановка на изменилась.

На юге хорошо обозначилось Куртуплибинское поднятие, отделившее остаточный геосинклинальный бассейн от Тоджинской межгорной впадины и Хемчикско-Систигхемского прогиба, где формировались мощные морские молассы, местами вулканогенные (восток Тоджинской впадины [Зайков и др., 1971]). На западе Тувы остаточный прогиб Западного Саяна и Хемчикско-Систигхемский межгорный прогиб, вероятно, соединялись, и там О.А. Безруков наблюдал очень постепенные латеральные переходы между молассами и флиншоидами.

Четко обозначалась в ордовике разломная граница с поднятой Чульшиманской зоной Горного Алтан, и вдоль разлома происходили интенсивные липаритдацит-андезитовые излияния, расслаивающие флициондные толици.

К нижнему силуру горные поднятия, окружавшие остаточный геосинклинальный прогиб, Тоджинскую межгорную впадину и Хемчикско-Систигхемский прогиб, в какой-то мере снивелировались, и в эти морские бассейны начинает поступать в основном мелкообломочный материал, сопровождаемый интенсивным накоплением карбонатов. В нижнем силуре хотя и не происходило интенсивных поднятий, но несомненно по краям Центрально-Западного-Саянского синклинория шли складчатые движения, в связи с чем на южном борту синклинория силурийские толици залегают несогласно на ордовикских.

106

Особенно усиливаются складчатые движения в верхнем сипуре, когда по бортам Западно-Саянского синклинория накапливались пестроцветные и красноцветные, нижние молассы. Осевая часть остаточного прогиба была захвачена складчатостью только в самом конце сипура. Преддевонская складчатость охватила, по-видимому, всю восточную часть Алтае-Саянской области; по крайней мере в основании девона повсеместно наблюдается крупнейшее угловое несогласие, тем большее, чем больше преддевонский перерыв в осадкона-коплении.

Вероятно, складчатость в конце силура привела к резкому увеличению мощности земной коры в северной части Западного Саяна, выплавлению па-лингенных магм и формированию гранитоидов пестрого состава (Большепорожский комплекс). Дальнейшая преддевонская складчатость приводит к образованию горных сооружений на месте всей восточной части Алтае-Саянской области и к формированию крупных межгорных впадин и прогибов, которое сопровондалось мощными среднедевонскими эффузивными излияниями и внедрением гранитов. Девонский вулкано-плутонический комплекс завершает формирование континентальной земной коры на востоке Алтае-Саянской области, и в дальнейшем эта область развивается как континентальная, т.е. девонский этап явился завершающим для всех каледонид — как ранних (салаириды), так и поздних.

Закономерности формирования континентальной земной коры востока Алтае—Саянской области и ее районирования показывает, что процесс формирования континентальной земной коры весьма сложен и противоречив, что наряду с конструктивными процессами, вызывающими утолщение и дифференциацию земной коры, на отдельных этапах происходили деструкционные процессы, приводящие к дроблению земной коры и к образованию новых участков с тонкой океанической корой. Тем не менее в целом процессы шли таким образом, что земная кора утолщалась, дифференцировалась, и в девоне на всей описываемой территории существовала мощная земная кора континентального типа, которая, конечно, и в последующие времена испытывала существенные преобразования, но оставалась все время континентальной.

Но если завершение образования континентальной коры произошло на описываемой территории примерно одновременно, в девоне, то формирование гранитно-метаморфического слоя, внедрение гранитоидов, метаморфизм осадочных и вулканогенных толщ на разных участках этой территории происходили разновременно. В соответствии с этим описываемую территорию можно разделить по возрасту гранитно-метаморфического слоя; это деление и легло в основу тектонической схемы (см. фиг. 16).

Наиболее древними в этом отношении оказались зоны северо-востока Восточного Саяна, крайнего востока Тувы, нагорья Сангилен и, вероятно, Восточного Танну-Ола, где гранитно-метаморфический слой был сформирован к венду, а возможно, и раньше. Там выделяется нижний комплекс формаций, сформировавшийся в океаническую и переходную стадии, претерпевший складчатость, метаморфизм и гранитизацию. На этом комплексе несогласно залегают карбонатная формация верхнего рифея-венда, вулканогенные и терригенные толщи, связанные в своем развитии с развитием соседних регионов, где геосинклинальный процесс в это время продолжается.

К складчатым сооружениям, в которых гранитно-метаморфический слой окончательно сформировался в верхнем кембрии-ордовике, относятся Кузнецкий Алатау, Горная Шория, северный склон Западного Саяна, оставшиеся части Восточного Саяна (Кембросаяна) и Тувы. В этих регионах выделяется нижний, довендский, или доверхнерифейский, комплекс, сформировавшийся на земной коре океанического и переходного типа и являющийся фундаментом для вышележащих геосинклинальных толщ. Это метаморфизованные в фации эсленых сланцев вулканогенные, терригенные и карбонатные толщи, одновозрастные гранитизированным комплексам в участках с довендским возрастом гранитно-метаморфического слоя.

Далее там выделяется комплекс преимущественно карбонатных осадков, сформировавшихся на указанном выше фундаменте в верхнем рифее, венде, нижнем кембрии, а местами и в среднем кембрии. В разных местах этот комплекс отвечает различным временным интервалам, и наиболее длительно он формировался в стабильных блоках, разделенных мобильными участками, в которых в стадию растяжения, деструкции, дробления фундамента на субокеанической земной коре формировались слилито-кератофировая, слилито-диабазовая и вулканогенно-осадочные формации венда-нижнего кембрия, образующие самостоятельный комплекс.

Выше выделяется комплекс андезитовой, андезито-терригенной, рифо-карбонатной и других формаций, накопившихся в эпохи скучивания, формирования и развития вулканических островных дуг. Этот комплекс после своего образования и нижележащие комплексы подверглись интенсивной складчатости и гранитизации, т.е. в основных чертах был сформирован гранитно-метаморфический слой.

Выше выделяется комплекс нижних моласс, сопровождающийся местами интенсивным вулканизмом и, вероятно, гранитообразованием и знаменующий собой формирование мощной субконтинентальной земной коры.

В восточной части Горного Алтая (Чулышманская складчато-глыбовая зона) гранитно-метаморфический слой сформировался, вероятно, в начале ордовика. Там выделяется венд-нижнекембрийский комплекс, резко отличный от одновозрастных комплексов в описанных выше регионах. Эта типичная океаническая спилито-фтанито-сланцевая формация, сформированная непосредственно на меланократовом фундаменте. Выше выделяется островодужная формация зеленых туфов, довольно сильно метаморфизованная и пронизанная гранитоидами, вероятно, доаренитского возраста. Выше, за пределами рассматриваемой территории, наблюдается комплекс моласс и эффузивов ордовика и силура, залегающий резко несогласно на венд-кембрийском фундаменте.

Наконец, в Западном Саяне гранитно-метаморфический слой был сформирован только в конце силура. Там выделяются два комплекса венда-кембрия, аналогичные по составу и возрасту горноалтайским, а также комплекс ордовиксилурийских флициондных формаций, сформировавшихся в остаточном геосинклинальном прогибе. Складчатость, метаморфизм и гранитизация всех выделенных комплексов региона сопровождались накоплением нижних моласс верхнего силура, выделенных в виде самостоятельного комплекса.

Для всей восточной части Алтае—Саянской области характерен единый девонский вулканогенно—плутонический комплекс, указывающий на становление континентальной коры. В конце силура складчатость прошла на всей рассматриваемой территории, и в девоне в результате последней эпохи гранитизации и метаморфизации эта территория была спаяна в единый континентальный блок, причленившийся к Сибирской платформе.

В начале континентальной стадии происходило формирование верхних моласс, в том числе угленосных и других формаций, заполнявших межгорные впадины и прогибы. Начиная с мезозон формируется платформенный чехол молодой эпипалеозойской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение сформулируем основные выводы работы.

- 1. Детальными стратиграфическими и тектоническими исследованиями доказано отсутствие в Западном Саяне докембрийского консолидированного фундамента под геосинклинальными толидами.
- 2. Для Западного Саяна обосновано положение А.В. Пейве [1969] о заложении эвгеосинклиналей на тонкой земной коре океанического типа.
- 3. Доказывается образование Западно-Саянского океанического бассейна в венде в результате раскалывания, деструкции и раздвига рифейской океанической платформы.
- 4. На основании формационного анализа в истории развития Западного Саяна выделены; океаническая стадия, когда формировались спилито—фтанито—сланцевая и спилито—кератофировая формации венда—нижнего кембрия; переходная стадия, характеризующаяся формированием формации зеленых туфов в нижнем и среднем кембрии, зеленоцветной флицоидной формации в верхнем кембрии—тремадоке, пестроцветной флицоидной формации в ордовике, карбонатно—флицоидной и нижнемолассовой формации в силуре; континентальная стадия, связанная с нижне—среднекембрийским вулкано—плутоническим комплексом и молассами среднего и верхнего палеозоя.
- 5. Проведено сравнение формаций Западного Саяна с формациями современных геосинклиналей, в результате чего для переходной стадии в Западном Саяне и Туве выделены две двойные островные дуги.

Таким образом, анализ геологических материалов по Западному Саяну и сопоставление этих данных с результатами, полученными сотрудниками группы А.В. Пейве [Пейве и др., 1971, 1972] при исследовании и анализе геологии других регионов, позволили во многом по-новому подойти к истории развития Западного Саяна.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А.В., Богнибова Р.Т., Исаков В.И. и др. Новые данные по стратиграфии древних толщ юга Красноярского края. – Бюл. науч.-техн. информ. Мин-ва геол. СССР. Сер. регион. геол. и метод. геол. карт., 1969, № 1.
- Абрамович И.Н., Немцович В.М., Орлов Д.М., Парадеева Л.Н. Петрохимия и вопросы генезиса расслоенных габброидных интрузий Саянской области. — Геол. и геофизь, 1973, № 5.
- Авдеенко Г.П., Храмов Н.А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. – В кн.: Вулканические формации Камчатки. М.: Наука, 1969.
- Адамович А.Ф., Сулиди-Кондратье в Е.Д., Уфлянд А.К. Новые данные по стратиграфии песчано-станцевых толц Западного Саяна. Бюл. МОИП. Отд-ние геоть, 1958, вып. 4.
- Аладышкин А.С. Шаманская группа железорудных месторождений. – В кн.: Железорудные месторождения Алгае-Саянской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1959,
- Анисимова Н.Д., Высоцкая Г.Б., Херасков Н.Н. Использование материалов аэрофотосъемки при геологическом картировании. Методическое руководство. Алтае-Саянская область. М.: Непра, 1967.
- Антонов П.С. К вопросу о силурийских вулканогенных толицах Западного Саяна. – В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1963.
- Антонов П.С. Послекаледонская гранитоидная вулкано-плутоническая формация Западного Саяна. – Материалы геоль конф. Красноярского геоль упр. Красноярск, 1966.
- Антонов Л.С. Кулкольская вулканогенная свита Западного Саяна. – В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972а.
- Антонов ПьС. Схема плутонических формаций и основные вопросы интрузивного магматизма Западного Саяна. – В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой
- области. Новосибирск, 19726. Баженов И.К. Район Майнского мецноколчеданного месторождения. – Изв. Сиб. отд.-ния Геол. ком., 1923, вып. 3.
- Баженов И.К. Краткий отчет о работе Майнской партии в 1923 г. – Изв. Сиб. отд-ния. Геол. ком., 1924а, вып. 5.

- Баженов И.К. Майнское медное месторождение. - Горы журы, 19246, № 6-8.
- Баженов И.К. Отчет о геологических исследованиях в районе Майнского медного месторондения Минусинского уезда. – Изв. Сиб. отд-ния Геол. ком., 1924в, 4,
- Баженов И.К. Полевые работы в районе Майнского рудника в Минусинском уезде. – Изв. Геол. ком., 1924г, 43, № 2.
- Изв. Геол. ком., 1924г, 43, № 2. Баженов И.К. Геологическая съемка в Западном Саяне в Минусинском уезде Енисейской области. – Изв. Геол. ком., 1925а, 44, № 2.
- Баженов И.К. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1924 г. в югозападных Саянах. – Изв. Сиб. отд-ния Геол. ком., 19256, 4. вып. 5.
- Баженов И.К. Саянская партия. Изв. Сиб. отд-ния Геол. ком., 1926, 5, вып. 6.
- Баженов И.К. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1926 г. в юго-западных Саянах. – Изв. Сиб. отд-нин. Геол. ком., 1927, 7, вып. 1.
- ком., 1927, 7, вып. 1. Баженов И.К. Геологическое строение стыка между Западным Саяном и Кузнецким Алатау. (Отчет об исследованиях 1927 и 1928 гг.). – Изв. Зап.-Сиб. отд-ния Геол. ком.. 1930а. 10. вып. 3.
- Геоль ком., 1930а, 10, вып. 3.
 Баженов И.К. Описание месторождения железного блеска между р. Кантетир и Минусинской степью. В кн.: Краткий отчет о работе институтов Главного геологоразведочного управления за 1927/28 и 1928/29 гг. М.; Л., 19306.
- Баженов И.К. Отчет о геологических исследованиях в районе Майнского уезда. – Изв. Зап. -Сиб. отд-ния Геол. ком., 1930в, 10, вып. 3.
- Баженов И.К. Геологическое строение западной части Западного Саяна. – Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 3.
- Баженов И.К. Западный Саян. В кн.: Очерки по геологии Сибири. Л.: Изд-во АН СССР, 1934, вып. 6.
- Баклаков М.С. Геологическое строение Копёнского молибденитового месторождения в Западном Саяне. — Материалы по геол. Зап. – Сиб. края, 1933, вып. 7.
- Батов Н.А. Геологическое строение правобережья р. Енисей между 53° и 53°40′ с.ш. – Изв. Зап. –Сиб. геол. –развед. треста, 1931, 11, вып. 1.
- Безруков О.А. К вопросу о возрасте и объеме манчурекской серии Западного Саяна. Материалы по геол. Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971а.

- Везруков С.А. О стратиграфическом положении и возрасте уступшиниской серии Западной Тувы. – В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноврского крал. Красноврск: Кн. изд-во, 19716.
- Белостоцкий И.И., Зоненшайн Л.П., Красильников Б.Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1959, 34, вып. 5.
- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. — Труды/Ин-т геоль и геофия. СО АН СССР, 1969, вып. 22.
- Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозом Кузнецкого Алатау. — Труды/Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974, вып. 118.
- Бобров С.П. Геологическое строение Эргакского гипербазитового массива в Западном Саяне. Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Богацкий В.В. Особенности размещения и перспективы метаматматического магнетитового оруденения северных районов Западного Саяна. Сов. геоль, 1959, № 3.
- Богацкий В.В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторондений. Материалы по геоль и полезным ископь Красноярского края. Красноярск, 1961а, вып. 1.
- Богацкий В.В. О внутренней неоднородности джебашской метаморфической толщи Западного Саяна. - Геол. и геофиз., 19616, № 5.
- Вогацкий В.В., Курцерай те Ш.Д. Условия образования Анзасского железорудного месторождения. – Геол. и геофиз., 1963, № 1.
- Вогацкий В.В., Курцерайте Ш.Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений северной части Западного Саяна. М.: Недра, 1966.
- Богданов Н.А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. - Геотектоника, 1969, № 3.
- Воголепов К.В., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов в структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае. - Геол. и геофиз., 1973, № 8.
- Богонибова Р.Т., Щеглов А.П. Новый район расположения среднекембрийских отложений в Туве. - Геол. и геофиз., 1970,
- Богонибова Р.Т., Щеглов А.П. Особенности трилобитовых сообществ на рубеже раннего и среднего кембрия в Алтае-Саянской области. - Труды «СНИИГГИМС, 1971, вып. 110.
- Боровиков А.М. О торцовом сопряжении структур Западного Саяна, Западной Тувы и Горного Алтая. – В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, т. 2. Тектоника Красноярского края.
- Булынников А.Я. Золото Саян. В кн.: Полезные ископаемые Западной Сибири. Л., 1934, т. 1.
- Велинский В.В. Вопросы петрогенезиса спилито-кератофировой формации Западного Саяна. Докл. АН СССР, 1965а, 163, № 4.
- Велинский В.В. Спилито-кератофировая формация Западного Саяна. Геол. и геофиз., 19656, № 7.
- Велинский В.В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968.

- Велинский В.В., Щеглов А.П. Вулканогенно-осадочные формации кембрия Западного Саяна. - Геоть и геофиз., 1965, № 9.
- Владимирская Е.В. Ордовик и силур Тувы и Западного Саяна. — В кн.: Стратиграфия. М.: Госгеотичкиздат, 1958, т. 1. Геологическое строевие СССР.
- Владимирская Е.В., Владимирский Г.М., Кривободрова А.В. Средне-верхнеордовикские отпонения верховьев Ак-Суг в юго-западной части Западного Саяна. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1967, 53, вып. 2.
- Владимирский Г.М. Структурно-фациальные зоны Тувы в раннем кембрим. Труды ВСЕГЕИ, 1967, 120. Владимирский Г.М., Задорож-
- В ладимирский Г.М., Задорожная Н.М. Стратиграфия нижнекембрийских отложений (чинтинская свита) юго-западной части Западного Саяна. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967.
- Владимирский Г.М., Задорожная Н.М. Стратитрафия нижнего кембрия правобереныя верхнего Енисея в Центральной Туве. - Геоть и геофия. 1970. № 9.
- Туве. Геоль и геофиз., 1970, № 9. В ладимирский Г.М., Черноморский М.А. Новые данные по стратиграфии левобережны р. Хемчик в Западной Туве. -Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
- Владимирский Г.М., Черноморский М.А. Складчатые структуры верхнекембрийских (?) отложений левобережыя р. Хемчик в Западной Туве. - Труды/ВСЕТЕИ. Нов. сер.. 1961. 58.
- Нов. сер., 1961, 58.
 Власов Г.М. О задачах палеовулканических исследований на Дальнем Востоке. Труды/Лабор. палеовулканол. Каз. ун-та, 1963, вып. 6(1).
- Вознесенский С.Д. Пьемонтитовые спанцы левобережья р. Хемчик в Западной Туве. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1961, вып. 3.
- Волков В.В., Исаков В.М., Коробейников В.П., Лапин В.Н. Структура и стратиграфия древних толщ мендуречья Шом-Шума и Алды-Ишкина в Западной Туве. Труды/Ин-т гесл. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 123.
- Вологдин А.Н. О возрасте нижнепалеозойских свит Западного Саяна. Вестн. Зап. Сиб. геол. гидрогеодез. треста, 1934, вып. 4.
- В о л о х о в И.М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965.
- Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.
- В о л о х о в И.М., И в а н о в В.М. О взаимоотношении гранитовой формации в связи с явлениями гранитизации габороидов Шаманского плутона Лысогорского комплекса Западного Саяна. — В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1968.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973.
- Геологическое развитие Японских островов/Пер. с англ. М.: Мир, 1968.

- Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 29. Тувинская АССР. Ч. 1. Геологическое описание.
- Геохронология СССР. Л.: Недра, 1973, Т. 1. Докембрий.
- Глазунов С.М. Лысанский габбро-пироксенит-серпентинитовый комплекс в западной части Восточного Саяна. – Геол. и геофиз., 1961, № 3.
- Дербиков И.В. Варийский интрузивный комплекс Западного Саяна. Вестн. Зап. Сиб. геол. гидрогеодез. треста, 1938, № 3.
- Дергунов А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алгая и Западного Саяна. Труды/ГИН АН СССР, 1967, вып. 172.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян). – Геол. и геофиз., 1976, № 2.
- Довгаль В.Н. Девонский базальтоидный магматический комплекс и генетическая связь с ним Абаканского железорудного месторождения. Изв. вузов. Геол. и разверка, 1958, № 9.
- Долгушин С.С. Опризнаках магматической природы некоторых типов руд Анзасского магнетитового месторондения. Труды/СНИИГГИМС, 1973, вып. 65.
- Еремеев В.П., Павлов Н.В., Сибилев А.К. Хромитовая минерализация гипербазитовых поясов Тувы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 6.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К. Иджимский гипербазитовый плутон (Западный Саян). (В связи с его асбестоносностью). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 8.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К. Серпентинизация в Идмимском гипербазитовом плутоне и место самородного железа, орагонита и маухерита в этом процессе. Изв. АН СССР. Сер. геоль, 1970, № 6.
- Е ф и м о в А.А. О роти метасоматоза в формировании дунит—пироксенит—габбровой ассоциации. В кн.: Проблемы петропогии гипербазитов сиотадчатых областей. Новосибирск, 1973.
- Журавлева И.Т., Репина Л.Н., Хоментовский В.В. Биостратиграфия нижнего кембрия складчатого обрамления Минусинской впадины. — Бюл. МОИП. Отдние геоль, 1959, 34, вып. 2.
- Журавлева И.Т., Репина Л.Н., Хоментовский В.В. Схема биостратиграфического расчленения нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967.
- Задорожная Н.М. Стратиграфия ордовикских отложений юго-западной оконечности Куртушибинского хребта. Труды/ ВСЕГЕИ, 1961, 58.
- 3 айков В_вВ_в, 3 айкова Е_вВ. О возрасте актовракского комплекса и перерыв в нижнем кембрии Тувы. – Геоль и геофиз., 1969, № 7.
- Зайков В.В., Рогов Н.В., Анастасиев Н.С. и др. Ордовисский вулканизм Восточной Тувы. - Материалы по геол. Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971, вып. 2.
- 3 айцев Н.С. Кембрий Тувы. Геоль и геофиз., 1960, № 7.
- Зайцев Н.С., Моссаковский А.А. Кембрийская система Западных Саян. — В кн.: Геология СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1961, т. 15. Красноярский край. Ч. 1. Геологическое списание.

- Зайцев Н.С., Моссаковский А.А. Западный Саян. — В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская скорома. М.: Напра 1965.
- Кембрийская система. М.: Непра, 1965. Зайцев Н.С., Покровская Н.В. О строении сменных частей Западного Саяна и Тувы. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1950,№ 6.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника смежных частей Восточного Саяна и Северной Тувы. Труды/ВАГТ, 1959, вып. 5.
- Зоненшайн Л.П. Особенности тектонического развития Западного Саяна. - Геол. и геофиз., 1961а, № 4.
- Зоненшайн Л.П. Сипурийские отпожения Западного Саяна. – В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 19616, т. 15. Красноярский край. Ч. 1. Геологическое списание.
- 3 оненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. В кн.: Геотогия СССР. М.: Гостеортехиздат, 1961в, т. 15. Красноярский край. Ч. 1. Геотогическое описание.
- З о н е н ш а й н Л.П. Некоторые черты строения и развития Западного Саяна. В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962а, т. 2. Тектоника Краснорского края.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна: Автореф. канд. дис. М., 1962б. В надзаг.: МГУ им. М.В. Ломоносова.
- Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеоттехиздат, 1963.
- И ванкин П.Ф., Щеглов А.П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. Трупы/СНИИГГИМС, 1971, 128.
- И в а н о в В.М. Закономерности изменения состава пород и породообразующих минералов ряда ритмически расслоенных габбропироксенит-дунитовых плутонов Алгае-Саянской области. Труды/Ин-т геот, и геофиз. СО АН СССР, 1971, вып. 79.
- И в а н о в В.М., В о л о х о в И.М. Шаманский габбро-пироксенит-дунитовый расслоенный массив Лысогорского комплекса Западного Саяна. В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука. 1968.
- Иванов В.М., Волохов И.М., Полякова З.Г., Оболенская Р.В. Основные черты измизяма пород габбро-пироксенитдунитовой формации Алтае-Саянской склад-
- чатой области. Новосибирск: Наука, 1971. И вановат. Науканская автономная область и Западные Саявы. Общая характеристика нижнепалеозойского магматизма. В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 2. Магматизм.
- И в а н о в а Т.Н. Основные черты теории развития магматизма Тувы. Сов. геол., 1959, № 11.
- И в а н о в а Т.Н. Основные черты закономерностей развитии интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области. – Бюл. ВСЕГЕИ, 1961, № 3.
- И в о н и н И.П. К стратитрафии докембрийских отложений западного склона Кузнецкого Алатау. Геол. и геофиз., 1970, № 12.
- тау. Геоть и геофиз., 1970, № 12. Из майлов П.Н. Новые данные об Абаканском железорудном месторождении. Весты. Зап. --Сиб. геоть. гудрогеодез. треста, 1934, вып. 5.
- Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Возраст, карактер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири севера Монголии. Бюл. МОИП. Отд-ние геот., 1973, 48, вып. 5.

- Исаков В.М. Заладный Саян в позднем рифее – разнем кембрии (обстановка накопления пород чингинской свиты). – В кин.: Вопросы геологии Сибири. Томук. 1971.
- Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971. И саков В.М. Об эволюции офиолитового магматизма в геосинклинали Западного Саяна. В кн.: Вопросы геологии и геофизики. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1972а.
- И саков В.М. О зависимости эффузивов офиолитового комплекса Западного Саяна от их положения в разрезе. В кн.: Краткие тезисы к 3-й конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 19726.
- Исаков В.М. Западный Санн в позднем рифее-раннем кембрии: Автореф, канд. дис. Томск, 1974. В надзаг.: Томский ун-т.
- Исаков В.М., Коробейников В.П. Разрезы докембрия и кембрия Борусского грабен—синклинория в Западном Саяне. — Труды/СНИИГТИМС, 1969, вып. 84.
- Казаковичи Стратиграфия нижнепалеозойских образований Западного Саяна. Тез. докл. на Междуведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1956.
- Казаков И.Н. Основные черты тектоники Западного Саяна. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1958, № 5.
- Казаков И.Н. Краткий очерк стратиграфии и магматизма кембрия Западного Саяна. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 27.
- Казаков И.Н. Очерк геологического строения Западного Саяна. Труды/ВСЕГЕИ, 1961, 58.
- Казаков И.Н. К вопросу о возрасте и расчленении флицоидных толщ Западного Саяна. – Докл. АН СССР, 1965, 164, № 6.
- Казаков И.Н. Верхний протерозой Западного Саяна. – Геол. и геофиз., 1967а, № 1.
- Казаков И.Н. О кимпе Л.П. Зоненшайна "Тектоника Западного Саяна". — Геол. и
- геофиз., 19676, № 3. Казаков И.Н. Каледоницы Саяно-Алтайской складчатой области. (Геология и история геологического развития): Автореф. докт. дис. Л., 1970. В надзаг.: ВСЕГЕИ.
- Казаков И.Н., Конюшков К.Н. Нинивий и средний кембрий Западного Саяна. Геол. и геофиз., 1967а, № 2.
- Казаков И.Н., Конюш ков К.Н. Стратиграфия нижнего и среднего кембрия Западного Саяна. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изп.—во. 19676.
- Кн. изд-во, 19676. Канн Дж.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана/Пер. с англ. М.: Мир, 1973.
- Карташов И.П., Марков М.С., Соповьева И.А. 1969. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Окотского региона. – В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.
- Кац Я.Г. Красильников Б.Н., Моссаковский А.А. и пр. Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горного обрамления. - Труды/ ВАГТ, 1958, вып. 4.
- Кен А.Н. О девонском магматизме Тувы и Западного Саяна. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 53.
- К е н А, Н. Геологические формации центральной части Алтае—Саянской складчатой области

- и их рудоносность. Труды/ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1964, 103.
- Кляровский В.М. 1973. Алгае—Саянская область. В кн.: Геокронология. Л.: Недра, 1973, т. 1. Докембрий.
- Коллеганов Ю.М. К тектонике северовосточной части Западного Саяна. — Тез. докъ на IV Красноярской краевой геологической конференции. Красноярск, 1966.
- Коллеганов Ю.М. К метаплогении масматических образований Амыло-Кандатского прогиба. — Труды/СНИИГГИМС, 1971а, вып. 114.
- Коллеганов Ю.М., Тектоника и палеозойские магматические формации северо-восточной части Западного Санна. – В кн.: Геология и минеральные ресурсы Краснонрского края. Красноярск: Кн. изд-во, 19716.
- К о н ю ш к о в К.Н. Стратиграфия нижнекембрийских отпожений северо-восточной части Куртушибинского хребта Западного Саяна. – Информ. об. ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
- Конюшков К.Н. Взаимоотношения эффузивно-осадочных формаций и биогермных известняков нижнего кембрия Западного Саяна. – Труды/ВСЕГЕИ, 1966а, 128.
- Конюшков К.Н. Стратиграфия нижнего кембрия Западного Саяна и ее палеонто-логическое обоснование (по археоциатам): Автореф канд. дис. Л., 19666. В надзаг.: ВСЕГЕЦ.
- Конюшков К.Н. Стратиграфия нижнего кембрия Западного Саяна. Бюл. науч. техн. информ. Мин-ва геол. СССР. Сер. геол. м-ний полезн. ископ., регион. геол., 1967, № 3.
- Конюшков К.Н. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения кембрийских отложений Западного Саяна. Труды/ВСЕГЕИ, 1969, <u>130</u>.
- Конюшков К.Н. Стратиграфия кембрия Западного Саяна и ее палеонтологическое обоснование. – Труды/ ВСЕГЕИ, 1970, 127.
- Коробейников В.П. К вопросу обамылыской, сютхольской и инцикнокой свитах Западной Тувы (бассейн Аныяк-Оруг). Изв. Томск. политехн. ин-та, 1969, 166. Коробейников В.П. О соотношении
- Коробейников В.П. О соотношении стратиграфических поверхностей и тектовических форм с изоградами прогрессивного метаморфизма в Джебашском выступе Западного Саяна. — Труды/СНИИГГИМС, 1970, вып. 110.
- Коробейников В.П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна: Автореф, канд. дис. Томск, 1971. В надзаг.: Томский ун-т.
- Коробейников В.П., Исаков В.М. К тектонике и стратиграфии метаморфических комплексов докембрия и кембрия Западного Саяна. — Труды СНИИТ ГИМС, 1965, вып. 34, ч. 2.
- Коробейников В.П., Щеглов А.П. О соотношениях метаморфических и интрувивных пород Енисей-Он (Западный Саян). – Изв. Томск. политехн. ин-та, 1965, 165.
- Коробейников В.П., Щеглов А.П., Исаков В.М. Новые данные о соотношении древних топц хребтов Ипиирского и Куртушибинского. — В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970.
- Коровин М.К. К вопросу о месторождениях золота и платины в Усинском крае. Журн. об-ва сиб. инж., 1915, кн. 7.
- Краснов В.И., Щеглов А.К. Орасчленении толщ в зависимости от тектонических

- условий их формирования (на примере древних толц Алгае—Саянской области). Труды/СНИИГГИМС, 1969, вып. 94.
- Краснов Ю.А., Гаев А.К. Месторождение мрамора Кибик-Кордон (Хакасия). -Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1936,№ 5.
- Кудрявцев В.Е. О составе и возрасте Багтайтинского интрузивного комплекса в Северо-Западной Туве. Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16.
- Кудрявцев Г.А. Область сопряжения Западного Саяна и Тувы. — Бюл. МОИП. Отд-ние геоль, 1949а, <u>24</u>, вып. 6.
- Кудрявцев Г.А. О нижинем силуре Западного Саяна. – Докл. АН СССР, 19496, 17,№ 4.
- Кудрявцев Г.А. Еще об области сопряжения Западного Саяна и Тувы. Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1952, 27, вып. 1.
- Отд-ние геоль, 1952, 27, вып. 1. Кудрявцев Г.А., Херасков Н.Н. Тува и Западный Саян. - В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Непра, 1963.
- К у з н е ц о в В.А. Новые данные по геологии Западного Саяна (Серпентинитовый пояс Саяна). – Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидрогеоцез. треста, 1934, вып. 2.
- Кузнецов В.А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 6.
- Кузнецов В.А. Стратиграфическое попомение гипербазитов Тувы и Западного Саяна. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74, № 1.
- К у з н е ц о в П.П. Зависимость состава и структуры официтовых комплексов Алтае— Саянской складчатой области от особенностей их тектонической переработки. — Геол. и геофиз., 1976, № 8.
- Кузнецов Ю.А. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. Изв. Зап.—Сиб. отд.—ная Геол. ком., 1929, 8, вып. 3.
- Кузнецов Ю.А. К вопросу о стратиграфическом положении гипербазитов Тувы и Западного Саяна. В кн.: Третья Геологическая конференция памяти акад. М.А. Усова: Тез. докл. Томск: Изд. Томского политехн. ин-та, 1948.
- Кузьмин А.М. Геологическая оъемка восточной окраины листа 15, ряда IX. Изв. Зап.-Сиб. отд-ния Геол. ком., 1929, 8, вып. 6.
- К у м е е в С.С. Западно-Саянский нижнекембрийский комплекс малых интрузий. - Геол. и геофиз., 1967, № 7.
- Курцерайте Ш.Д. Внутрения структура раннекаледонского прогиба северной части Западного Саяна и особенности его магматизма. В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, т. 2.
- Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Труды Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып. 189.
- Кутолин В.А., Волохов И.М., Каратаева Г.Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петроплимическим данным. Геоль и геофиз., 1966, № 5.
- Лапин С.С., Шарапов В.Н. О генезисе Абаканского железорудного месторождения. Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Л ю балинская З.П. Геологическое строение Бабаковского участка (Западный Саян). В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Кн. изд-во, 1967.

- Любалинская З.П., Семенов Г.Г. Тектоническое положение геосинклинальных вулканогенных формаций нижнего кембрия в Западном Саяне. В км.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Краснопрск, 1970.
- Марков М.С. Структурная приуроченноств метаморфических комплексов и "базальтовый" слой земной коры островных дуг: Автореф. докт. дис. М., 1973. В надзаг.: ГИН АН СССР.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинолинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка). Геотектоника, 197.2, № 4.
- Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление "гранитного" слоя земной коры. - Геотектоника, 1967, № 1.
- Мелещенко В.С., Янов Э.Н., Казакоз И.Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. — Труды/ ВСЕГЕИ, 1960, вып. 32. Митропольский А.С. Новые месторож—
- Митропольский А.С. Новые месторождения молибреносности в Западном Саяне. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, № 5. Митропольский А.С. Геологическое
- Митропольский А.С. Геологическое строение крайней восточной части Западного Саяна. – Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937а, № 5.
- Митропольский А.С. Некоторые новые данные по стратиграфии мезо-палеозоя Западного Саяна. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 19376, № 5.
- Молчанов И.А. Геологическая характеристика участка проектирования верхнеенисейской гидроэлектроцентрали. Вестн. Зап. -Сиб. геол. -развер, треста, 1932, № 5.
- М о с с а к о в с к и й А.А. Девонские вулканогенные формации раннюх каледонид (салаирид) Сално-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой. — Труды/ Лабор, палеовулканол, Каз. науч.-исслед, ин-та мин, сыръя, 1963а, вып. 2.
- Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамотения в докембрии и палеозое. М.: Госгеотитехиздат, 19636.
- Моссаковский А.А. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развитии геосинклинатьных областей. В кн.: Вулканизм и тектоника. М.: Наука, 1968. (МГК. XVIII сессия. Доків. сов. геол. Проблема 2).
- Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения). — Геотектоника, 1972, № 1.
- Мусатов Д.И. Основные этапы тектонического развития восточной части Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа. — В км.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
- Мусатов Д.И., Межеловский Н.В., Чернышев Н.М., Ширкова Е.В. Палеогеографические карты Алтае-Саянской области (рифейское и нижнежембрийское время). М.: Непра, 1969.
- Мусатов Д.И., Межеловский Н.В., Широкова Е.В., Мальцев Ю.М. Палеогеография и палеотектоника Атгае—Саянской складчатой области в позднем докембрии и кембрии. — В кн.: Новые данные по геопогии и географии Кузбасса и Аттая. Новокузнецк, 1969.
- Науменко А.И. К стратиграфии сипурийских отпожений юго-западной части Западного

- Саяна. В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1964а.
- Науменко А.И. Материалы к расчленению силурийских отложений западных районов центральной части Западного Саяна. - В кн.: Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во,
- Науменко А.И. Особенности строения ордовикских отложений западной части Западного Саяна (бассейн верховьев р. Б. Абакан). - Труды/СНИИГГИМС, 1968, вып. 60.
- Науменко А.И. Нижний силур Западного Саяна (стратиграфия, особенности формирования отложений, палеогеография и табулятоморфные кораллы): Автореф, канд. дис. Томск, 1969, В надзаг.: Томский ун-т.
- Некипелов М.Е. Майнское серно-колчепанное, мепно-цинковое месторождение. -Материалы по геол. Зап. Сибири, 1934. вып. 16.
- Немцович В.М. Булкинская габброидная интрузия верховьев р. Амыл (Западный Саян). - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
- Немцович В.М. О расслоенных базитовых Алтае-Саянской склапчатой интрузиях области. - Докл. АН СССР, 1968, 82, № 1.
- Немцович В.М. Условия формирования гипербазитовых интрузий юга Алтае-Саянской области в связи с проблемой их серпентинизации. - В кн.: Магматизм и ме-Алтае-Саянской склапчатой таллогения области. Новосибирск, 1971.
- Немцович В.М. Тектоническая позиция гипербазитов Алтае-Саянской области. -Бюль МОИП. Отд-ние геоль, 1973, 48,
- Немцович В.М. Базитовые интрузии Тувы и их титаноносность: Автореф, канд, дис. Л., 1974. В напаат.: ВСЕГЕЙ.
- Никитчин П.А. О генезисе кварцитов в Алтинбулокской свите в районе Ак-Довуракского месторождения хризотил-асбеста. -Материалы по геол. Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971, вып. 2.
- Никитчин П.А. О находке ультраосновных вулканитов в Западной Туве. - В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972.
- Никитчин П.А., Рогов Н.В. К вопросу о "разновозрастности" гипербазитовых интрузий Тувы. - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.
- Орлов Д.М. Краткий очерк магматизма За-
- падного Саяна. Труды/ВСЕГЕИ, 1961, <u>58.</u> Павлов Д.И. О происхондении Анзасских альбититов. - Геол. рудных месторождений, 1961, № 4.
- Павлов Д.И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие жпора в его формировании. М.: Наука, 1964.
- Палей И.П. Новые данные о петрографическом составе аккольской формации Западного Саяна. - Докл. АН СССР, 1960, 133, № 1.
- Палей И.П. К вопросу о соотношении аккольской и чингинской формаций Западного Сая-на. – Докл. АН СССР, 1961, 140, № 4.
- П е й в е А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. - Докл. АН СССР, 1971, 196, № 2.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Мосса ковский А.А. и др. Палеозоилы Евразии

- и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - Сов. геол., 1972, № 12.
- Пинус Г.В. Ультраосновные породы юговосточного склона Запапного Саяна. - Докл. AH CCCP, 1950, 72, № 5.
- Пинус Г.В. Геология, петрография и полезные ископаемые юго-восточной ветви Западно-Саянского гипербазитового пояса. - Трупы Южно-Енисейская экспедиция СОПС АН СССР, 1953а, вып. 2.
- Пинус Г.В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузинми гипербазитов. – Труды/Горно-геоль ин-т Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 19536, № 13.
- Пинус Г.В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей. (На примере гипербазитов Алтае-Саянского пояса). Изв. АН СССР. Сер. геоп., 1957, № 3.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука,
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волоков И.М. Гипербазиты Тувы. -Труды/Тувинск. комплекс. экспед. АН СССР, 1955, вып. 2.
- Пинус Г.В., Кузнецова В.А., Волсков И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР,
- Попетаева О.К. Фауна кембрийских трисанаштыкгольского известняка Западного Саяна. - Материалы по геол. Зап.-Сиб. кран, 1936, № 35.
- Попетаева О.К., Шатров И.Е. Геологическое строение северного склона Западного Саяна в районе рек Табат и Б. и М. Арбат. -Материалы по геол, Зап,-Сиб, края, 1936, вып. 33.
- Пополитов Э.И., Философова Т.М. Геохимическая характеристика IDOUVETOR начальных стадий геосинклинального развития (Западный Саян): Ежегодник. Иркутск, 1972.
- Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии.
- Новосибирск: Наука, 1967. Предтеченский А.А., Щеглов А.П. Биостратиграфическая схема нижнекембрийских отпожений Алтае-Саянской складчатой области. - Материалы по региональной геол. Сибири. Новосибирск, 1962, вып. 24.
- Пущаровский Ю.М. Тектоника континентальных окраин Тимого океана. - В кн.: Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры. М.: Наука, 1972. (МГК. XXIV сессия. Докл. сов. гесп. Проблема 8).
- Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1964.
- Родников А.Г., Родникова Р.Д., Севастьянов К.М. Среднемиоценовая флишевая формация в области кайнозойской складчатости на Дальнем Востоке. - Сов. геоль, 1969, № 7.
- Салун С.А. Основные черты тектоники Западного Саяна. - Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1956, 31, вып. 2.
- Семенов Г.Г. Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1961, вып. 1.

- Семенов Г.Г., Любалинская З.П. Некоторые типы туфогенных образований Куртушибинской зоны Западного Саяна. – Труды/СНИИГТИМС, 1969, вып. 91.
- Семенов Г.Г., Любалинская З.П. Варислит-диабазовые породы Куртушибинского хребта в Западном Саяне. — В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае—Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972.
- Сибилев А.К. Химический состав серпентинитов как источник информации при оценке их потенциальной хризотил-асбестоносности на примере гипербазитов массива Западного Саяна и Тувы. В кн.: Материалы по геопотии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971, вып. 1.
- Сивов А.Г. Верхний кембрий Саяно-Алтайской области. В кн.: Труды Первой научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Томск, 1940а, т. 2.
- С и в о в А.Г. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Сална. В кн.: Труды Первой научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Томск, 19046, т. 2.
- Сивов А.Г. О нижнем силуре Западного Саяна. Изв. Томск. индустр. ин-та, 1944, 62, вып. 1.
- Сивов А.Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Труды/Горно-геол. ин-т Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2.
- Сивов А.Г. Верхнекембрийская арбатская формация Западного Саяна. Труды/Томск. потитехн. ин—т, 1950, 65, вып. 2. Сивов А.Г. Нижний кембрий Западного
- Сивов А.Г. Нижний кембрий Западного Саяна. – Изв. Томск. политехн. ин—та, 1953, 74, вып. 2.
- С и в о в А.Г. О принципах построения региональной стратиграфической шкалы и ее подразделениях. — В кн.: Материалы Новосибирсчой конференции по изучению геологических формации. Новосибирск: Кн. изд-во, 1955, т. 1.
- С и в о в А.Г. Стратиграфия кембрийских и раннеордовикских отложений Алтае—Саянской области. В кн.: Тезисы докладов на Международном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1956а.
- Сивов А.Г. Трилобиты. Кембрийская система. В кн.: Алугас руководящих форм ископаемых фаун и флоры Западной Сибири. Л.: Гостеолиздат, 19566, т. 1.
- Сивов А.Г., Люберцов А.А. Характер минерализации вполь Саянского надвига в Западном Саяне. Вестн. Зап. -Сиб. геоть упр., 1941, № 3.
- Сивов А.Г., Пинус Г.В. К вопросу о поисках асбеста и платины в бассейне верхнего течения р. Ус в Западном Саяне. – Вестн. Зап.-Сиб. геол. гидрогеодез. треста, 1934, № 2.
- Смышляев В.Н. К петрохимии пород Майнской плагиогранитной интрузии (Западный Саян). В кн.: Доклады 7-й научной конференции, посвященной 40-летию Ветикой Октябрьской социалистической революции. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1957, вып. 4.
- Смышляев В.Н. Геологическое строение Майнской плагиогранитной интрузии. – Изв. Томск. политехн. ин-та, 1958а, 90.
- Смышляев В.Н. Петрология Майнского габбро-плагиогранитного интрузивного комплекса (Западный Саян): Автореф, канд, дис. Л., 19586.

- Смышляев В.Н. Плагиогранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна. - Труды/Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963а, вып. 33.
- Смышляев В.Н. Усинская габбро-перидотитовая интрузия (Западный Саян). — Вкн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Зап. Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 19366.
- Смышляев В.Н. Спилито-кератофировая формация северного склона Западного Сая-на. В кн.: Магматические формации Алгае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965.
- Соболев В.С. Саянская перидотитово-серпентинитовая полоса. – Труды/Ин-т геоль и минераль, 1934, вып. 4.
- Томашпольская В.Д. Геологическое строение бассейна верхнего и нижнего течения реки Ус. Томск: Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1934.
- Усов М.А. Новые данные геологии Западных Саян. — Проблемы сов. геол., 1935, № 5.
- Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936.
- У с о в М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. - В кн.: Труды XVII сессии Мендународного геологического конгресса. М.; П.: ГОНТИ, 1939, т. 2.
- Фролова Т.И. Геосинклинальный вулканизм, некоторые проблемы размещения и происхождения вулканотенных формаций на примере восточного склона Урала: Автореф, докт. дис. М., 1970. В надзаг.: МГУ им. М.В. Ломоносова.
- Халфин С.Л. Тараскырский магматический комплекс плагиогранитов в Западном Саяне. – Труды/Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 33.
- Херасков Н.Н. Геологическое строение приенисейской части северного склона Западного Саяна. Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1958, 33, вып. 4.
- Херасков Н.Н. Возраст и строение метаморфических толц Западного Саяна. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1970, 45, вып. 3.
- Херасков Н.Н. Кембрий северного склона Западного Саяна. – Бюл. МОИП. Огд. геол., 1974, 49, вып. 4.
- X ерасков Н.Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна. – Геотектоника, 1975, № 1.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). Бюл. МОИП. Отд-ние геоль, 1952, $\underline{27}$, вып. 5. Херасков Н.П. Некоторые общие законо-
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - Труды/ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- X е р а с к о в Н.П. О качественных различиях геосинстинатьных систем разного возраста. В кн.: Деформация и тектоника. М.: Наука, 1964. (МГК. XXII сессия. Докт. сов. геол. Проблема 4).
- Хоментовский В.В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея югозападного обрамления Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10.
- Хоментовский В.В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3.
- Черноморский М.А. Протерозой области сопряжения Западной Тувы, Западного

- Саяна и Горного Алтая (основные черты стратиграфии и тектоники): Автореф, канд, дис. Л., 1965. В надзаг.: ВСЕГЕИ.
- церноморский М.А. К стратиграфии докембрийских метаморфических комплексов Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алгая. Труды/ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, 120.
- Черноморский М.А., Блюман Б.А. О стратиграфическом положении и возрасте метаморфических толы, Западной Тувы, Западного Савна и Горного Алтая. – Труды/ ВСЕГЕИ, 1970, 127.
- Чернышев Н.М. Структура и тектоническое развитие западной части Восточного Санна в позднем докембрии и раннем палеозое: Автореф, канд. дис. М., 1969. В надзаг.: МГУ им. М.В. Ломоносова.
- III елковников А.Д. Некоторые вопросы парагенезиса и металлогении габбропироксенит—серпентинитовой формации (Восточный Саян). В кн.: Материалы по металлогении и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд—во, 1968, вып. 5.
- Шелковников А.Д. Развитие магматизма, вопросы петрогенезиса и металлогении магматических формаций западной части Восточного Саяна. В кн.: Материалы по геопогии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1969, вып. 6.
- Щеглов А.П. К вопросу о стратиграфическом положении бабаковских и санашлыкгольских известняков Западного Саяна. Изв. вузов. Геол. и развепка. 1958. № 11.
- Шеглов А.П. Кембрий северного склона Запалного Саяна. Труды СНИИГГИМС, 1960а, вып. 8.
- Щеглов А.П. Условия залегания известняков с санаштыкготыской фауной археоциат в кембрии Западного Саяна. Труды/ СНИИГГИМС, 19606, вып. 8.

- Щеглов А.П. Магматизм и метаморфизм Западного Саяна. — В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961, т. 15. Красноярский край. Ч. 1. Геологическое описание.
- Щеглов А.П. Стыт генетической классификации прогибов как основы тектонического районирования центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. — Труды/ СНИИГГИМС. Сер. регион. геол., 1967а, вып. 57.
- Щеглов А.П. Основные типы разрезов кембрийских отпожений Тувы и их тектоническая позиция. — Трупы/СНИИГГИМС, 19675, вып. 84.
- Щеглов А.П., Богонибова Р.Т. О возрасте упытраосновных интрузий Западного Саяна и Тувы. - Геоль и геофиз., 1970, № 2.
- Щеглов А.П., Коробейников В.П., Исаков В.М. Коррельция кембрийских отложений Западного Саяна и Тувы. - Труды/СНИИГГИМС, 1964, вып. 29.
- Щеглов А.П., Степанова М.В., Богонибова Р.Т., Исаков В.М. Возраст чинтинской свиты северного склона Западного Саяна. - Труды АСНИИГГИМС. Сер. регисн. теол., 1967, вып. 57.
- Шмидт О.А. Новые данные по тектонике Камандорских островов. – Докл. АН СССР, 1973, 210, № 4.
- Эдельштей н Я.С. 1912. Геологические исследования, произведенные в юго-восточной части Минусинского уезда в 1910 году. В кн.: Геологические исследования золотоносных областей Сибири. СПб., 1912, вып. 11.
- Ю д и н М.И. О природе полосчатых и пигматитовых текстур гипербазитов хр. Борус. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 5.
- Ю дин М.И. Дуниты хребта Борус и их происхождение. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2.
- Янкаускас Т.В., Журавлева И.Т. Опорный разрез нижнего кембрия Западного Саяна (руч. Казлы). – Геол. и геофиз., 1969, № 4.
- Gates Ö., Powers E.A., Wilcox R.E. Geology of the Near Islands, Alaska. — US Geol. Surv. Bull., 1971, N 1028-U.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| введение |
|--|
| Глава первая |
| история изучения тектоники западного саяна |
| Глава вторая |
| КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЗАПАДНОГО САЯНА 12 Стратиграфия 12 Венд-нижний кембрий 12 Нижний-средний кембрий 15 Верхний кембрий 28 Отватитрамин 28 |
| Ордовик 28 Нижний силур 29 Верхний силур 30 Нижний-средний девон 31 Верхний девон-нижний карбон 32 Магматические породы 33 Тектоника 35 |
| Глава третья |
| ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО САЯНА 48 Формации венда—нижнего кембрия 48 Спитито—кератофировая формация 57 Спитито—фтанито—сланцевая формация 59 Магматические формации 67 Формации нижнего—среднего кембрия 74 Формации верхнего кембрия—тремадока 83 Зеленоцветная флицоидная формация 83 Магматические формации 85 Формации ордовика—силура 86 Пестроцветная флицоидная формация 86 Карбонатно—флицоидная формация 86 Нижняя пестроцветная моласса 90 Магматические формации 90 Формации девона—нижнего карбона 90 |
| Глава четвертая |
| СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО САЯНА С ФОРМАЦИЯМИ СОВРЕМЕННЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ 93 |
| Глава пятая |
| СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА И ОКРУЖАЮЩИХ РЕГИОНОВ 10 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ |
| THATE DATE OF A |

CONTENTS

| INTRODUCTION | 3 |
|--|----------|
| Chapter one | |
| THE HISTORY OF STUDY OF THE WEST SAYANY TECT ONICS | 4 |
| Chapter two | |
| BRIEF CEOLOGICAL DESCRIPTION OF THE WEST SAYANY | 11 |
| Stratigraphy | 11 |
| Vendian—Lower Cambrian | 11 |
| Lower_Middle Cambrian | 19 28 |
| Ordovician | 28 |
| Lower Silurian | 29 |
| Upper Silurian | 30 |
| Lower-Middle Devonian | 31 |
| Magmatic rocks | 31 31 |
| Tectonics | 35 |
| Chapter three | |
| FORMATIONS OF THE WESTERN SAYANY | |
| Vendian-Lower Cambrian formations | |
| Spilite-keratophyric formation | |
| Reef-tuff-conglomerate formation | |
| Spilite-phtanite-schistose formation | |
| Magmatic formations | 67 |
| Lower-Middle Cambrian formations | 74 |
| Formations of green tuffs | 74 |
| Upper Cambrian—Tremadoc formations | 83 |
| Green flyshoid formation | 83 |
| Ordovician—Silurian formations | |
| Variegated flyshoid formation | |
| Carbonate-flyshoid formation | |
| Lower variegated molassa | 90 |
| Magmatic formations | |
| Devonian-Lower Carboniferous formations | 90 |
| Chapter four | |
| A COMPARATIVE ANALYSIS OF THE WESTERN SAYANY FORMATIONS WITH THOSE | |
| OF ISLAND ARCS AND OTHER REGIONS | 93 |
| Chapter five | |
| STAGES OF DEVELOPMENT OF THE WESTERN SAYANY AND ADJACENT REGIONS | 101 |
| CONCLUSION | |
| | 110 |

Николай Николаевич Херасков

ФОРМАЦИИ И НАЧАЛЬНЫЕ СТАДИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*Художник *В.А. Кобрин*Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*Технический редактор *И.И. Джиоева*

ИБ № 16346

Подписано к печати 10.08.79. Т - 11738 Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1 Усл₀печ"л, 10,5 + 4,2 вкл, Уч₀-изд₀л, 15,1 Тираж 600 экз. Тип. зак. 400, Цена 2р. 30 к.

Книга издана офсетным способом Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90; Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12